

La « zone du Flysch » dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales)

par Claude KERCKHOVE

SOMMAIRE *

PREMIÈRE PARTIE : INTRODUCTION GÉNÉRALE.

- I. *Avant Propos* : Situation du sujet dans la chaîne alpine ; justification du titre (p. 15).
- II. *Cadre géographique* (p. 16).
 - 1) Limites naturelles.
 - 2) Le relief.
 - 3) Conclusion.
- III. *Histoire sommaire des recherches géologiques sur la zone du Flysch de l'Embrunais Ubaye* (p. 19).
 - 1) Premières explorations.
 - 2) Epoque de E. HAUG et W. KILIAN.
 - 3) Epoque de M. GIGNOUX et L. MORET.
 - 4) Travaux récents.
- IV. *Point de départ des recherches exposées dans ce Mémoire* (p. 22).
 - 1) Cadre géologique admis en 1957.
 - 2) Place du flysch dans l'édifice de l'Embrunais-Ubaye.
 - A) Subdivisions et position stratigraphique généralement admises.
 - B) Position structurale.
 - 3) Relance de l'intérêt pour le flysch.
 - 4) Problèmes posés en 1958.

DEUXIÈME PARTIE : SCHÉMA STRUCTURAL DES NAPPES DE L'EMBRUNAIS UBAYE, DE LEUR SOUBASSEMENT ET DES RÉGIONS VOISINES.

- I. *Introduction* (p. 29).
- II. *Zone externe* (p. 29).
 - 1) Localisation.
 - 2) Affinités paléogéographiques.
 - 3) Structure.
- III. *Zones internes* (p. 32).
 - 1) Généralités.
 - 2) Unités subbriançonnaises.
 - A) Caractères généraux.
 - B) Embrunais nord-occidental.
 - C) Embrunais méridional et montagnes au Sud de l'Ubaye.
 - D) Ubaye orientale et revers italien de l'Argentera.
 - 3) Flysch à Helminthoïdes et écaïlles basales.
 - A) Nappe de l'Autapie.
 - B) Écaïlles basales de la nappe de l'Autapie.
 - C) Nappe du Parpaillon.
 - D) Écaïlles basales de la nappe du Parpaillon.
 - 4) Bordure interne de l'Embrunais Ubaye.
 - A) Zone briançonnaise.
 - B) Zone piémontaise.

* Résumé en français, anglais et italien à la fin de l'ouvrage, p. 173.

TROISIÈME PARTIE : LE FLYSCH DES UNITÉS SUBBRIANÇONNAISES ET DE LA BORDURE OCCIDENTALE DU BRIANÇONNAIS ET LE PROBLÈME PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL DU DOMAINE PENNIQUE EXTERNE.

I. Introduction (p. 39).

II. *Le flysch des unités subbriançonnaises au Sud de l'Ubaye* (p. 39).

1) Introduction.

2) Les séries observées.

A) Série de l'Unité des Trois-Evêchés :

- a) Coupe du Lavercq ;
- b) Premières conséquences ;
- c) Variations latérales de la série des Trois-Evêchés.

B) Série du lac d'Allos :

- a) Lithologie ;
- b) Variations latérales.

C) Série de la digitation inférieure du Pelat (Tête Ronde) :

- a) Introduction ;
- b) Coupe de Tête Ronde ;
- c) Variations latérales vers le Nord.

D) Séries des digitations supérieures du Pelat (Vallonet et Cheval de Bois) :

- a) Coupe de l'arête méridionale du Pelat ;
- b) Coupe du Vallonet ;
- c) Variations latérales de la série de la digitation du Vallonet.

E) Conclusion.

3) La formation néocrétacée-paléocène du Pelat.

A) Lithologie :

- a) Conglomérats ;
- b) Brèches ;
- c) Microbrèches, grès et calcarénites ;
- d) Calcaires.

B) Evolution verticale du matériel détritique.

C) Type de sédimentation.

D) Age de la formation :

- a) Données paléontologiques ;
- b) Problème de la limite inférieure de la formation.

E) Conclusion.

4) La série nummulitique de l'Ubaye méridionale.

A) Position stratigraphique :

- a) Données paléontologiques ;
- b) Interprétation.

B) Les quatre formations nummulitiques de l'Ubaye méridionale :

- a) Equivalence et passages latéraux ;
- b) Conglomérat basal ;
- c) Ensemble grésocalcaire à pistes ;
- d) Flysch terminal ;
- e) Conclusion.

C) Relations de la série avec son substratum mésozoïque :

Rôle de la phase tectonique éocène :

- a) Les faits ;
- b) Interprétation.

III. *Le flysch des unités subbriançonnaises de l'Ubaye occidentale* (p. 69).

1) Unité des Séolanes.

A) Rappel du cadre structural.

B) Coupes observées :

- a) Coupe de la Petite Séolane ;
- b) Coupe entre le pli du Cap et l'Ubaye.

C) Caractères généraux, position stratigraphique.

D) Conclusion.

2) Massif du Morgon.

A) Introduction :

- a) Soubassement du Morgon ;
- b) Superstructures.

B) Le flysch du Morgon proprement dit.

C) Conclusion.

IV. *Le flysch des unités subbriançonnaises de l'Embrunais : Pourtour de la demi-fenêtre d'Embrun et Embrunais occidental* (p. 73).

1) Pourtour de la demi-fenêtre d'Embrun : le flysch de Saint-Clément.

A) Rappel du cadre géographique et structural.

B) Essai d'établissement d'une série lithologique et stratigraphique.

C) Variations régionales dans le flysch de Saint-Clément.

D) Conclusion.

2) Massif de Piolit.

A) Rappel du cadre structural.

B) Le flysch du massif de Piolit :

- a) Unité de La Martinasse Saint-Apollinaire ;
- b) Unité de Piolit.

C) Conclusion.

3) Bassin du haut Drac.

A) « Flysch noir » d'Orcières.

B) Région du col des Terres Blanches.

V. *Aperçu sur le flysch des unités subbriançonnaises de l'Ubaye orientale : Région de Restefonds et revers de l'Argentera* (p. 76).

1) Région de Restefonds.

2) Unités du revers de l'Argentera.

A) Introduction.

B) Unité du Monte Salé.

- C) Unité de la Piconiera.
- D) Unité du Monte Giordano.

VI. *Vue d'ensemble du flysch des unités subbriançonnaises* (p. 78).

- 1) Faits établis.
- 2) Problèmes en suspens.
 - A) Age exact des premiers dépôts.
 - B) Problème de l'origine du matériel détritique.
- 3) Première esquisse paléogéographique.

VII. *Aperçu sur le flysch de la bordure externe de la zone briançonnaise* (p. 81).

- 1) Introduction.
- 2) Secteur de Larche.
 - A) Coupe du chaînon Signoura - Tête Dure - Virayssse.
 - B) Essai de stratigraphie.
 - C) Conclusion.
- 3) Secteur de Vars.
 - A) Introduction.
 - B) Lithologie.
 - C) Position stratigraphique du flysch.
 - D) Rapports avec la zone briançonnaise : Problème du flysch de la voûte de Manoal - Les Hourtchs.
 - E) Conclusion.
- 4) L'énigme de l'Eocène des séries briançonnaises.

VIII. *Tentative d'interprétation du domaine pennique externe (plus particulièrement subbriançonnais) en Embrunais-Ubaye* (p. 86).

- 1) Considérations lithologiques et stratigraphiques :
 - A) Uniformité des flyschs.
 - B) Diversité du Mésozoïque sous les flyschs.
 - C) Extrême rareté des passages latéraux entre les différentes séries mésozoïques.
 - D) Chaos paléogéographique du Mésozoïque.
 - E) Lacune du Lias dans certaines unités.
 - F) Présence générale de gypses à la base de la série.
- 2) Considérations structurales.
 - A) Moment de mise en place des nappes subbriançonnaises en Embrunais-Ubaye.
 - B) Ordre d'empilement.
 - C) Situation avant le Stampien.
- 3) Essai d'interprétation.
- 4) Conclusion.

QUATRIÈME PARTIE : LES SÉRIES DU FLYSCH A HELMINTHOÏDES ET LE PROBLÈME DE LEUR PALÉOGÉOGRAPHIE ET DE LEUR PATRIE.

I. *Introduction* (p. 93).

II. *Nappe du Parpaillon* (p. 93).

- 1) Série de type Ubaye.
 - A) Schistes de Serenne.
 - B) Schistes noirs du col de Vars ou « Complexe de base ».
 - C) Ensemble rythmique plaqueté.
 - D) Flysch à Helminthoïdes *sensu stricto* : ensemble à dominante calcaire :
 - a) Lithologie ;
 - b) Variations verticales et latérales ;
 - c) Données paléontologiques.
- 2) Série de type Embrunais.
 - A) Introduction.
 - B) Complexe de base.
 - C) Ensemble plaqueté.
 - D) Grès de l'Embrunais :
 - a) Lithologie ;
 - b) Rapports avec le Complexe de base.
 - E) Variations latérales de la base des Grès de l'Embrunais : les conglomérats de Roche Méane et de la Mazelière :
 - a) Généralités ;
 - b) Matériel des conglomérats ;
 - c) Répartition et fréquence des éléments ;
 - d) Origine du matériel.
 - F) Ensemble à dominante calcaire.
 - G) Données paléontologiques.

- 3) Caractères généraux de la série de la nappe du Parpaillon.
 - A) Essai de stratigraphie.
 - B) Aperçu sur les caractères sédimentologiques de la série.
 - C) Répartition des faciès gréseux et conglomératiques, direction de transport et d'apport :
 - a) Répartition actuelle des Grès ;
 - b) Répartition originelle (palinspastique).

4) Conclusion.

III. *Nappe de l'Autapie* (p. 111).

- 1) Introduction.
- 2) Série du Flysch à Helminthoïdes normal.
 - A) Complexe schisteux basal.
 - B) Ensemble à dominante calcaire :
 - a) Lithologie ;
 - b) Variations régionales : Conglomérats du Colombier.
 - C) Données paléontologiques : Position stratigraphique de la série.

- 3) Flysch à gros bancs et Flysch dissocié.
 - A) Lithologie.
 - B) Problèmes posés par le Flysch dissocié :
 - a) Age de la formation ;
 - b) Relations avec le flysch normal ;
 - c) Relations avec les flyschs nummulitiques subbriançonnais ;
 - d) Genèse du Flysch dissocié.
 - C) Conclusion.
 - 4) Conclusion : L'indépendance paléogéographique de la nappe de l'Autapie vis-à-vis de celle du Parpaillon.
- IV. *Ophiolites liées aux Flyschs à Helminthoïdes* (p. 120).
- 1) Introduction.
 - 2) Ophiolites de Serenne.
 - A) Situation.
 - B) Faciès.
 - C) Relations avec les terrains encaissants.
 - D) Interprétation.
 - 3) Conclusion.
- V. *Essai de paléogéographie et considérations sur la patrie des Flyschs à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye* (p. 124).
- 1) Introduction.
 - 2) Tentative de paléogéographie à l'échelle de l'Embrunais-Ubaye.
 - A) Données stratigraphiques.
 - B) Données géométriques.
 - C) Contexte pennique externe : parenté entre les séries subbriançonnaises et briançonnaises au Crétacé supérieur.
 - D) Conclusion provisoire.
 - 3) Comparaison avec les Flyschs à Helminthoïdes des Alpes maritimes et du secteur préalpin.
 - A) Alpes maritimes et région du col de Tende :
 - a) Flyschs supérieurs ;
 - b) Flyschs inférieurs ;
 - c) Problème du Flysch de Biaisardo.
 - B) Secteur savoyard et Préalpes :
 - a) Flysch de la Mandette, près du Galibier ;
 - b) Nappe de la Simme.
 - C) Conclusion.
 - 4) Comparaison avec les séries liguro piémontaises du Genovesato et du Montferrat.
 - 5) Tentative de schéma paléogéographique général.
 - 6) Conclusion.

CINQUIÈME PARTIE : LES OLISTHOSTROMES EN EMBRUNAIS-UBAYE ET LEUR SIGNIFICATION PALÉOTECTONIQUE.
— LA FORMATION DES SCHISTES A BLOCS (p. 133).

- I. *Introduction.*
- II. *Répartition des affleurements.*
- III. *Lithologie.*
 - 1) Matrice et éléments.
 - 2) Nature des blocs.
- IV. *Position en Embrunais Ubaye.*
 - 1) Position stratigraphique.
 - 2) Position structurale.
- V. *Interprétation.*
- VI. *Conclusion.*

SIXIÈME PARTIE : STRUCTURE ET TECTOGENÈSE DE L'EMBRUNAIS-UBAYE.

- I. *Introduction* (p. 139).
- II. *Structure du soubassement autochtone* (p. 139).
 - 1) Rappel du cadre stratigraphique.
 - 2) Structures de l'Autochtone antérieures à la mise en place des nappes.
 - A) Mouvements éosénoniens.
 - B) Mouvements « anténummulitiques ».
 - C) Mouvements postpriaboniens et antérieurs à la mise en place des nappes épiglyptiques : le Dôme de Barcelonnette.
 - 3) Mouvements contemporains et postérieurs à la mise en place des nappes. Ecaillages et duplicatures parautochtones.
 - 4) Conclusion.
- III. *Structure des unités subbriançonnaises et de la nappe de l'Autapie* (p. 145).
 - 1) Introduction.
 - 2) Structure de la zone subbriançonnaise.
 - A) Vue d'ensemble.
 - B) Styles structuraux.
 - C) Niveau général de décollement.
 - D) Rabotage basal.
 - E) Moment et milieu de mise en place.
 - 3) Structure de la nappe de l'Autapie : Problèmes liés à sa mise en place.
 - A) Localisation des affleurements.
 - B) Mécanisme de la mise en place.
 - 4) Déformations subies par les unités subbriançonnaises, la nappe de l'Autapie et l'Autochtone au cours de l'Oligocène.
 - 5) Conclusion.

IV. *Structure de la nappe du Parpaillon* (p. 152).

- 1) Introduction.
- 2) Les grandes structures.
 - A) Corps principal de la nappe.
 - B) Correspondance des structures de part et d'autre de la vallée de la Durance et de l'Ubaye.
 - C) La digitation du Crévoux-Pic.
- 3) Style des déformations : Problèmes posés par les microstructures.
- 4) Mise en place sur l'Embrunais-Ubaye.
 - A) Niveau de décollement.
 - B) Surface basale.
 - C) Ecailles basales.
 - D) Interprétation.
- 5) Conclusion.

V. *Déformations tardives affectant l'ensemble de l'Embrunais-Ubaye* (p. 161).

- 1) Mouvements de gauchissement.
 - A) Soulèvement des Massifs cristallins externes.
 - B) Sous-charriage au front du Briançonnais.
- 2) Mouvements cisailants.
 - A) Failles normales.
 - B) La grande faille de la bordure interne de l'Embrunais Ubaye : Faille de la Durance - Serenne - Roburent - Bersezio.
- 3) Conclusion.

VI. *Conclusion : Cinématique générale de l'Embrunais-Ubaye* (p. 168).

- 1) Phases préparatoires.
- 2) L'ultime transgression marine.

3) Phases intermédiaires.

- A) Nappe sous-marine précoce.
- B) Dôme de Barcelonnette.

4) Le paroxysme oligocène.

- A) Creusement du Dôme de Barcelonnette.
- B) Première nappe épiglyptique.
- C) Déformations fini-oligocènes.

5) Phases tardives.

- A) Mise en place de la nappe du Parpaillon et ultimes mouvements tangentiels.
- B) Déformations posthumes.

SEPTIÈME PARTIE : RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS GÉNÉRALES.

I. *Résumé. — Abstract. — Riassunto* (p. 173).

II. *Conclusions générales* (p. 182).

1) Réponses à quelques questions.

- A) Flysch à Helminthoides.
- B) Flysch subbriançonnais.

2) Réflexions diverses.

- A) Vue d'ensemble.
- B) Le problème du Flysch.
- C) L'Embrunais-Ubaye dans l'édifice alpin : une « phase » de 80 MA.

BIBLIOGRAPHIE (p. 185).

LISTE DES FIGURES DANS LE TEXTE (p. 190).

LISTE DES ILLUSTRATIONS HORS TEXTE (p. 192).

LEXIQUE (p. 192).



Le flysch de l'Ubaye et la klippe de la Grande Séolane au Sud-Ouest de Barcelonnette.

« On parviendra peut-être, plus tard, à définir les différentes nappes qui forment ce complexe charrié, mais c'est actuellement impossible ; seule, la complexité de l'ensemble est évidente, et les complications de détail, par plissements, étirements ou répétitions des couches atteignent d'invraisemblables proportions. »

J. BOUSSAC, 1912.

(à propos de la « Zone des Aiguilles d'Arves »
en Embrunais - Ubaye, p. 31).

A la mémoire de ma mère

et en hommage à tous ceux qui m'ont aidé matériellement ou moralement à réaliser ce travail, plus particulièrement :

Mme Y. GUBLER, qui m'a fait découvrir l'Ubaye au cours d'un stage inoubliable ;

M. le Doyen L. MORET, qui a souhaité cette étude sur le Flysch ;

M. le Professeur J. DEBELMAS, auprès de qui j'ai toujours trouvé compréhension et judicieux conseils, et qui a bien voulu accepter mon texte dans *Géologie Alpine*,

et à mon épouse qui m'attendait chaque soir au camp, au fond des vallées les plus sauvages et les plus solitaires...

PREMIÈRE PARTIE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1. - Avant-propos: Situation du sujet dans la chaîne alpine ; justification du titre.

La région étudiée appartient au secteur d'ancien des Alpes occidentales, où le domaine penninique (« zones internes ») semble profiter de l'ensellement des massifs cristallins externes pour s'étaler à leur place dans l'empilement des nappes de l'Embrunais - Ubaye qui couvrent quelques 2 500 km² (fig. 1).

L'avant-pays chevauché, qui relève du domaine subalpin méridional, se montre largement dans l'échancrure d'Embrun (vallée de la Durance) et dans la célèbre fenêtre de Barcelonnette (vallée de l'Ubaye). La flèche actuelle minimale de recouvrement des nappes, prouvée par les fenêtres et le contour général du chevauchement, est de l'ordre de 40 km ; cette dimension est donc comparable à celle du recouvrement des Préalpes (Chablais et Préalpes romandes) qui atteint 60 km ; on verra d'ailleurs que ces régions ne sont pas sans présenter certaines analogies remarquables avec l'édifice de l'Embrunais-Ubaye.

En Embrunais - Ubaye, les terrains à faciès « flysch » (ce vocable étant pris dans son sens le plus large) occupent les 4/5^e du territoire, soit environ 2 000 km², représentant plus de 2 000 km³ de matériel sédimentaire. Dans les Alpes occidentales, une telle accumulation ne se retrouve qu'en Ligurie, où des terrains très semblables affleurent sur plus de 1 500 km² entre le col de Tende et la Méditerranée.

« Terrain de jeu » de E. HAUG, de W. KILIAN et de leurs disciples, l'Embrunais-Ubaye nous apparaît comme un creuset où se sont forgées la plupart des notions modernes de la géologie alpine. Mais depuis 1938, année où M. GIGNOUX, L. MORET et D. SCHNEEGANS y conduisaient la Société géologique de France, cette région était restée

quelque peu à l'écart des préoccupations des géologues, peut-être parce que, pour l'époque, elle était devenue l'une des mieux connues des Alpes.

C'est aux environs des années 1955-56 qu'on a commencé à se demander si les nouvelles méthodes d'étude des flyschs, mises au point par les Ecoles hollandaise et suisse, ne seraient pas applicables avec profit au « Flysch de l'Embrunais-Ubaye », encore considéré comme monolithique, et qui intriguait en raison de ses dimensions et de ses aspects parfois singuliers. On se rendait compte, également, que ces montagnes de flysch avaient évidemment fait figure de repoussoir aux regards de la plupart des géologues venus dans la région, et qu'en fin de compte c'était une « *terra incognita* » digne de figurer en blanc sur les cartes, avec la mention médiévale « *hic sun! leones...* ».

Enfin, une autre raison pour justifier de nouvelles incursions dans ces montagnes monotones et austères était d'en établir la carte détaillée sur des fonds topographiques au 1/20 000^e, en vue de la publication des feuilles au 1/50 000^e de la Carte géologique de la France.

Traçant des limites de Quaternaire, parcourant systématiquement crêtes et vallons, ce que personne n'avait jusqu'alors eu la patience de poursuivre pendant des semaines, j'ai été amené à découvrir le petit bout de fil conducteur, bien long et souvent chargé de nœuds embrouillés, qui permettait enfin de traiter cette « zone du Flysch » comme le Briançonnais voisin, c'est-à-dire un domaine ayant un certain nombre de formations et de séries, avec leur stratigraphie et leur structure propres. Parti en 1958 des environs du col de Vars et de la région de Larche, où aucune exploration ne semblait avoir été faite depuis longtemps, interrompu pendant deux ans par des obligations militaires, j'ai peu à peu étendu mes investigations

vers l'Ouest et le Sud, sautant la Durance assez rapidement, pour raccorder mes levés à ceux de J. DEBELMAS sur la feuille Guillestre et de M. LATREILLE dans la région de Piolit-Chabrières et du haut Drac; par la suite, je passai l'Ubaye en direction du Sud, à la poursuite d'un faciès singulier du Flysch à Helminthoïdes qui affleure près d'Ancele, à l'Ouest de Piolit, et sous le Morgon, au Lauzet sur l'Ubaye; cette filature devait me conduire sur le haut Verdon, au-delà du col d'Allos et dans le massif du Pelat, aux confins du département des Alpes Maritimes, où la solution à divers problèmes devait se faire jour.

Ce faisant, je me suis surtout attaché à établir des relations logiques entre les divers flyschs et les écaillés de matériel mésozoïque qui, elles, avaient généralement été bien étudiées par mes prédécesseurs; ayant visité la quasi-totalité de l'Embrunais-Ubaye, des aspects nouveaux concernant la structure d'ensemble, la paléogéographie et la tectogénèse de cette région se sont fait jour, de sorte que c'est un essai de synthèse sans doute imparfaite et provisoire que je me propose de présenter ici. Par contre, j'ai dû m'abstenir de certaines études détaillées de pétrographie, de sédimentologie ou d'analyse structurale, trop longues à mener à bien par un individu seul, et qui n'auraient eu qu'un intérêt limité avant qu'un tableau acceptable de l'ensemble de l'Embrunais-Ubaye ne soit brossé.

Ces quelques propos préliminaires veulent justifier le titre de ce travail consacré à une étude conventionnelle *d'une région où abondent des terrains à faciès flysch* et non pas à l'étude exhaustive des flyschs de cette région. J'ai ainsi repris le terme de « zone du Flysch¹ » dû à P. TERMIER à la fin du siècle dernier, en le dépouillant de son sens structural originel; il y a en effet plusieurs décades que l'on sait que cette « zone » n'a pas l'unité et la simplicité imaginée par les anciens auteurs; je pense, pour ma part, avoir achevé de démolir cette construction branlante.

¹ On pourrait aussi épiloguer longuement sur les avatars du substantif « zone », d'acceptation tantôt géographique, paléogéographique, minéralogique, tectonique ou chronologique. En Embrunais Ubaye, la « zone du Flysch » apparaît malgré tout comme une sorte de *ceinture* (en grec ζώνη) retenant mal le ventre débordant des nappes penniques. Puisse cet appel à l'étymologie être entendu...

II. - Cadre géographique² (carte hors texte et fig. 1 et 2).

L'Embrunais - Ubaye ne correspond à aucune entité géographique précise.

Intercalée entre le Pelvoux et l'Argentera, cette région est généralement décrite par les géographes avec leurs « massifs centraux »; mais les paysages de calcaire, grès et schistes, qui s'étendent du haut Dauphiné (vallée du Drac) à l'arrière-pays niçois (haute Tinée, haut Var) et aux confins du Piémont italien (haute Stura) n'ont rien à voir avec ceux qui modèlent le vieux socle, sauf peut-être l'altitude soutenue des sommets dont plusieurs dépassent 3 000 m.

1) Les limites.

L'Embrunais-Ubaye n'a pas de limites naturelles bien définies : au Nord, les Grès du Champsaur (Nummulitique autochtone) adhèrent directement au socle, et aucun sillon ne vient séparer les contreforts méridionaux du Pelvoux des premiers reliefs de l'Embrunais, entre Orcières et Dourmillouse.

A l'Ouest, la dépression annulaire creusée dans les Terres noires jurassiques, sur le pourtour du Dôme de Remollon, n'est une limite qu'au Nord de la Durance, face au massif de Piolit-Chabrières; vers le Sud, elle s'efface dès les environs de Seyne, et c'est alors la chaîne des Trois-Evêchés couronnée par les Grès d'Annot qui borde le pays d'Ubaye jusqu'à la vallée du Verdon à Colmars. C'est ainsi que de la Bléone à la Tinée l'Embrunais-Ubaye s'intègre tout naturellement aux « Préalpes méridionales » des géographes: les terrains et le climat y étant semblables, on y trouve la même morphologie, le même dédale orographique et hydrographique.

A l'Est, par contre, les choses se clarifient: une dépression jurassique et triasique entoure l'Argentera³, dont la coupole surbaissée et déchiquetée par les torrents tributaires de la Tinée ou de la Stura arrive péniblement à la hauteur des sommets sculptés en terrains sédimentaires à la marge des nappes.

² Pour tout ce qui concerne la partie géographique, voir les travaux de F. ARNAUD, R. BLANCHARD, Ch.-P. PÉGUÉ et P. VEYRET (réf. bibliographiques).

³ Massif du Mercantour des géographes français.

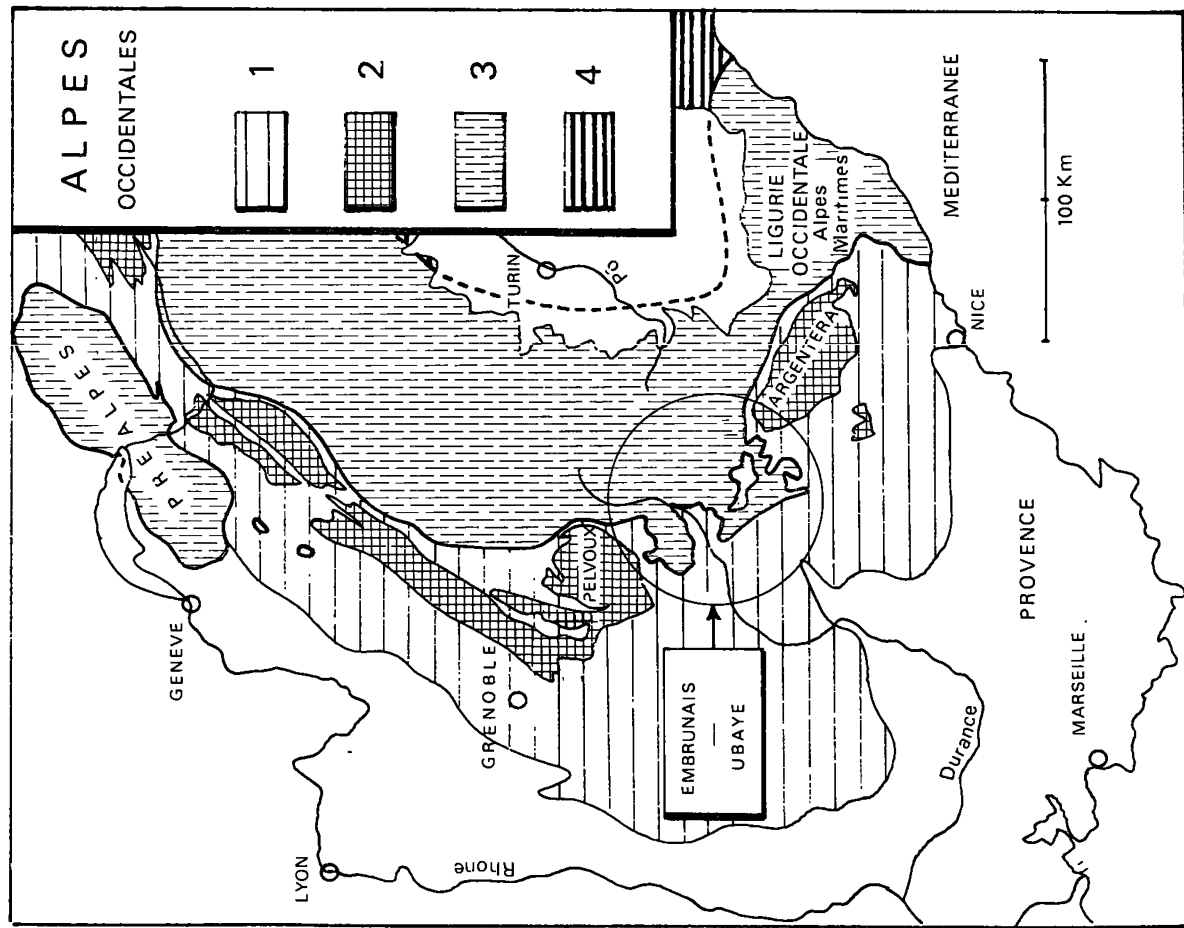


Fig. 1. — L'Embrunais - Ubaye dans les Alpes occidentales.

1, Zone subalpine ; 2, Massifs cristallins externes ; 3, Zones internes (domaine pennique) ; 4, Austro-alpin et Apennin.

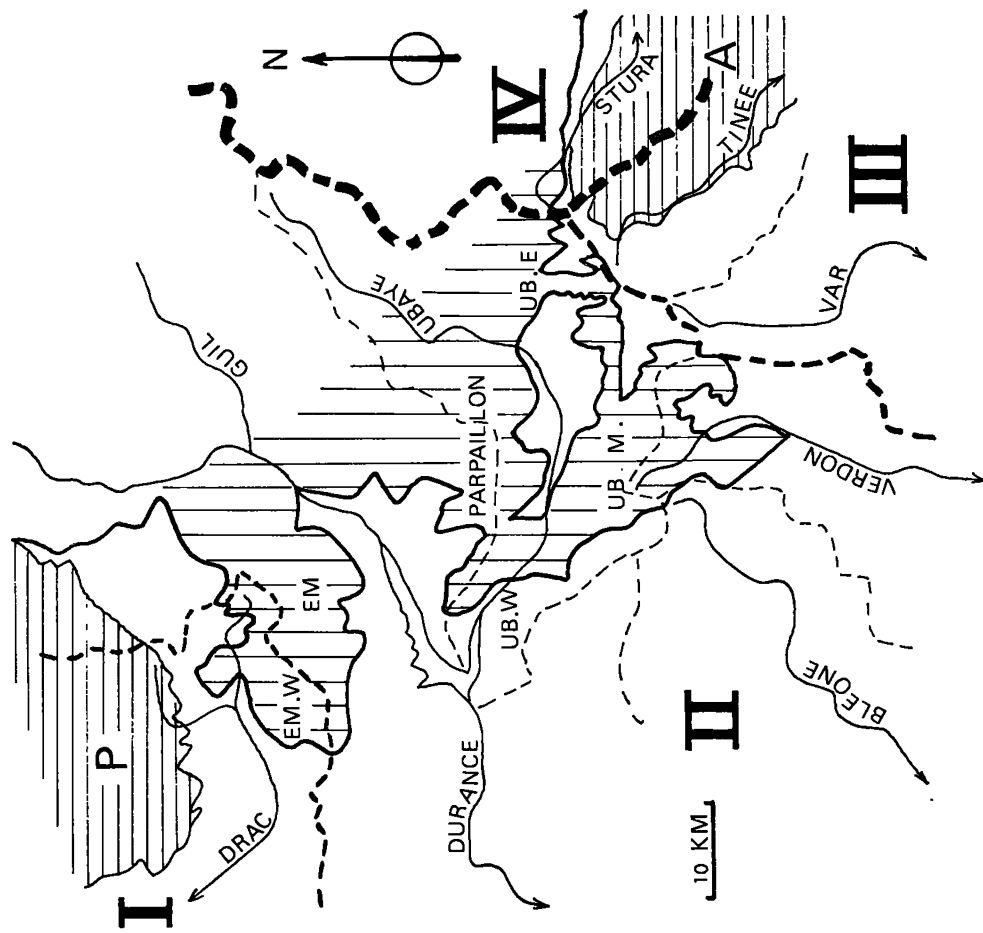


Fig. 2. — Bassins-versants et grandes subdivisions géographiques adoptées dans cet ouvrage.

P, Pelvoux ; A, Argentera. — I, Bassin de l'Isère ; II, Bassin durancien ; III, Bassin méditerranéen ; IV, Bassin padan (Adriatique). — EM.W, Embrunais occidental ; EM, Embrunais ; UB.W, Ubaye occidentale ; UB.M, Ubaye méridionale ; UB.E, Ubaye orientale.

Au Nord-Est, enfin, au-delà d'un système de vallées longitudinales creusées dans des flyschs tendres et noirs et qui conduisent d'Italie à Guillestre par le col de Larche, l'Ubayette et le col de Vars⁴, les calcaires du domaine briançonnais érigent une barrière majestueuse à la limite des Alpes Cottiniennes.

2) Le relief.

A l'intérieur de ce cadre imprécis, le réseau hydrographique est d'autant plus complexe que l'on va du Nord-Ouest au Sud-Est ; il permet cependant de définir un certain nombre de petits massifs, séparés tantôt par de profondes saignées torrentielles, comme les gorges du Bachelard ou de la basse Ubaye, tantôt par de larges bassins comme ceux d'Embrun ou de Barcelonnette. Une multitude de cols permet de franchir aisément les crêtes par des sentiers muletiers, mais les itinéraires routiers d'altitude restent limités. Une mention spéciale doit être cependant faite pour la route de Jausiers à Saint-Etienne-de-Tinée, prétendue « la plus haute d'Europe », et qui contourne pour ce faire le curieux sommet noir de la Bonette à plus de 2 800 m d'altitude ; ouvert depuis quelques années sur les traces d'anciennes pistes militaires, cet itinéraire permet maintenant d'accéder facilement à la région de Restefonds, qui est probablement la plus intéressante et la plus didactique des nappes de l'Embrunais-Ubaye.

Dans toutes les montagnes de l'Embrunais-Ubaye prédominent les modelés glaciaires, parfois étonnamment frais. Il existe d'ailleurs une relique de l'ancien système glaciaire : il s'agit du glacier de la Blanche, c'est-à-dire 3 ou 4 hectares de glace morte, presque entièrement cachée sous des éboulis, logé entre 2 800 et 2 900 m d'altitude

⁴ Remarquons à ce propos que, contrairement à l'opinion de Ch.-P. PÉGUY, reprise d'ailleurs par R. BLANCHARD, cet alignement de vallées et de cols qu'ils nomment « sillon intra-alpin » n'a une signification synclinale qu'à Guillestre même. De cette localité à la Stura, il s'agit en fait d'une véritable *combe monoclinale* creusée de manière subséquente dans les schistes noirs intercalés stratigraphiquement ou tectoniquement entre le Briançonnais et la nappe du Flysch à Helminthoïdes ; l'erreur initiale provient sans doute du fait que ce dernier, débutant par un pli synclinal déversé vers le SW, présente généralement sur sa marge des couches renversées plongeant vers le NE, donc apparemment vers l'axe du sillon.

dans la face nord de la Tête de l'Estrop (chaîne des Trois-Evêchés) ; c'est le glacier le plus méridional des Alpes après ceux du Gelas dans l'Argentera.

Les torrents s'attaquent activement aux terrains tendres, plus particulièrement aux « Terres noires » et flyschs argileux recouverts de moraine des environs d'Embrun et de Barcelonnette ; ils construisent alors d'immenses cônes de déjection à l'aval de leurs bassins de réception profondément ravinés. Mais le reboisement mené activement par les Eaux et Forêts depuis le début du siècle a déjà sérieusement modifié les paysages ; les torrents, barrés de radiers, s'assagissent au point que l'on n'a pas hésité à construire un aéroport sur le cône de déjection du fameux Riou Bourdoux, à l'Ouest de Barcelonnette ; or, des clichés pris au début du siècle montrent là un désert de pierraille où la route de Barcelonnette à Gap n'était qu'une piste au tracé instable, soumis aux divagations incessantes de ce torrent dévastateur qui a figuré dans maints manuels de géographie⁵.

A côté de l'érosion torrentielle, les glissements de terrains contribuent pour une part importante à la destruction des versants : ils trouvent en Embrunais-Ubaye un milieu particulièrement favorable (terrains marneux, schisteux, lités, moraines, etc.) et remobilisent souvent d'anciens glissements quaternaires. Certains de ceux-ci ont des dimensions telles qu'ils ont entièrement échappé aux investigations de mes prédécesseurs, ce qui a entraîné des erreurs fondamentales dans l'interprétation structurale locale ou régionale (fig. 87 et pl. VII).

3) Conclusion.

En conclusion, ce sont principalement des critères géologiques qui permettent de définir, du point de vue géographique, l'Embrunais-Ubaye : c'est le pays des nappes et de leur soubassement sédimentaire, en avant de la zone « intraalpine » entre Pelvoux et Argentera, dans l'axe des « massifs centraux ».

⁵ Par exemple, M. DERRUAU, *Précis de Géomorphologie*, p. 65 (Masson, Paris, 1956).

III. — Historique sommaire des recherches géologiques sur la zone du Flysch de l'Embrunais-Ubaye.

L'historique des recherches sur le flysch, en Embrunais-Ubaye, se confond avec celui de la connaissance de l'arc alpin occidental ; il serait fastidieux de rapporter ici, dans le détail, la multitude d'observations parfois fort judicieuses qui ont été faites par trois générations de géologues depuis bientôt un siècle et demi ; je me contenterai donc de retracer en quelques lignes les grandes étapes des connaissances touchant, de près ou de loin, au problème du flysch. On trouvera des analyses bibliographiques détaillées dans les ouvrages fondamentaux de J. BOUSSAC (1912, p. 202-204), de Mme Y. GUBLER (1928) et de D. SCHNEEGANS (1938), ainsi que dans l'*Histoire des Progrès de la Géologie de 1834 à 1849* de A. D'ARCHIAC, pour les travaux antérieurs à 1850 (tome 3, Nummulitique).

On peut distinguer quatre périodes dans les recherches effectuées en Embrunais Ubaye (tableaux fig. 3-4-5).

1) *Premières explorations.*

De 1830 à 1888, les premières explorations sont dues à F. GORET, Sc. GRAS, E. GUEYMARD, Ch. LORY, D. MARTIN, E. PARETO, ROZET et A. SISMONDA, dont les préoccupations sont surtout minéralogiques et stratigraphiques. Rangés tantôt dans le Jurassique (« Anthracifère », ROZET, 1855), le Crétacé inférieur (« Grès vert », E. GUEYMARD, 1830), ou le Crétacé supérieur (« Craie », Sc. GRAS, 1835, et Carte de France de DUFRENOY et E. DE BEAUMONT, 1841), la plupart des terrains de l'Embrunais-Ubaye sont finalement placés dans le Nummulitique par Ch. LORY (1852, 1854, 1864) pour former sa « deuxième zone alpine » (1878).

A l'issue de cette période, ce Nummulitique⁶, dont l'analogie avec le Macigno des Apennins et le Flysch des Préalpes romandes avait été remarquée par E. PARETO dès 1834, est considéré comme transgressif sur les « îles » ou « récifs » (= Klippe, en allemand) de calcaire jurassique qui

percent à travers lui (et qui seront les futures klippes et écaïlles de HAUG et KILIAN).

2) *Epoque de E. Haug et W. Kilian.*

De 1889 à 1930, l'époque de E. HAUG et de W. KILIAN est marquée par la découverte des nappes de charriage, à la suite des travaux de M. BERTRAND dans les Alpes septentrionales ; elle aboutit à une première synthèse géologique, avec la collaboration de L. BERTRAND, J. BOUSSAC, S. FRANCHI, Mme Y. GUBLER-WAHL et P. TERMIER.

Mis en évidence en 1892 (E. HAUG et W. KILIAN, 1892, 1894), les phénomènes de charriage paraissent tout d'abord limités à des « lambeaux de recouvrement » formés par des terrains mésozoïques à faciès « briançonnais », reposant sur le flysch, encore considéré comme autochtone et transgressif, suivant une surface ultérieurement replissée (E. HAUG et W. KILIAN, 1897). Par la suite, la notion de charriage est étendue au Flysch de l'Embrunais, de part et d'autre de la Durance et au Nord de l'Ubaye (1900, 1903), puis à l'ensemble du flysch jusqu'au Verdon et au col de la Cayolle (E. HAUG, 1909 ; L. BERTRAND, 1914).

La deuxième zone alpine de Ch. LORY est devenue la « nappe de l'Embrunais ou des Aiguilles d'Arves », subdivisée en cinq nappes superposées par E. HAUG (1912).

Les principales catégories pétrographiques du flysch (calcaire, noir, à Helminthoïdes, gréseux ou « Grès d'Annot »), élaborées depuis 1897, seront désormais conservées jusqu'à nos jours (tableau fig. 4).

De cette période enfin datent les premières éditions des 4 feuilles au 1/80 000^e de la Carte géologique de la France, qui couvrent l'Embrunais-Ubaye : Saint-Martin-Vésubie (1898) ; Digne (1899) ; Larche (1903) ; Gap (1905).

On peut considérer qu'elle s'achève avec le premier levé détaillé sur plans directeurs au 1/20 000^e par Mme Y. GUBLER-WAHL, au Sud de l'Ubaye (1928), qui marque le début d'une nouvelle phase de recherches.

3) *Epoque de M. Gignoux et L. Moret.*

La troisième période, de 1930 à 1939, est entièrement dominée par les noms de M. GIGNOUX, L. MORET et D. SCHNEEGANS, dont les notes remplis-

⁶ Le terme « flysch » ne sera couramment employé, en Embrunais-Ubaye, qu'à partir de 1890. Sur l'origine du mot, voir A. D'ARCHIAC, ouvr. cité, p. 75.

	A. BROUHAERT H. STUDER 1827	E. GUEYHARD 1830	E. PARETO 1834	SE. GRAS 1835 - 1840	DUPREY E. de BEAUMONT 1841	d'ARCIAC 1850	ROZET 1851-1855	CH. LORY 1854, 1860, 1864	E. GORET 1887
O L I G O C E N E			Calcaires à Numulites, schistes calcaires à fucoides			FLYSCH		Calc. à Myrianites (= Helma.) Grès supérieurs Schistes Grès et calc. à Numulites Grès coquilliers Conglomérats	Grès sup sans fossiles Calc., grès, schistes à Numulites (= Helminthoides) et Chondrites Grès inf. sans fossiles (Grès d'Annot)
E O C E N E									FLYSCH Schistes Calcaires noirs à Numulites
CRETACE SUPERIEUR					"CRALIE"				
CRETACE INFERIEUR Mécœlien		GRES VERT		Calcaires à Numulites grès, poudingues et gypses			Grès à Numulites Calcaires à Numulites Calcaires à Numulites Annélides (= F. H.) Grès "Anthracifères"		
JURASSIQUE	FLYSCH DE B. STUDER			"CRALIE INFERIEURE"					
L I A S							Marne et calcaires		

Fig. 3 — Tableau des « migrations » stratigraphiques du Flysch de l'Embrunais - Ubaye lors des toutes premières explorations.

	HAUG ET KILIAN 1897	HAUG 1898	HAUG ET KILIAN 1902		HAUG ET BOUSSAC 1909		BOUSSAC 1912
			AUTOCHTONE	NAPPE	AUTOCHTONE	NAPPE	NAPPE
AQUITANIE		Schistes rouges (= sommet du Comp. de base du F. à H.)					
OLIGOCENE	Flysch gréseux (= F. à H.) Grès d'Annot	Grès d'Annot	Flysch à Helm. Flysch gréseux Flysch calcaire Grès d'Annot	Grès d'Annot Flysch noir et F. à Helminth.	Grès d'Annot	Grès d'Annot = Grès de l'Embrunais	Grès d'Annot = grès de l'Embrunais = Lattorfien
EOCENE sup.	Flysch calcaire Grès et calc. gréseux à Nummulites	Flysch calcaire Calc. à Nummulites		Flysch calcaire	Schistes à globigérines Calcaires à Nummulites (Trilogie)	Flysch noir (Priabonien) Flysch calcaire et brèches (Auversien) Grès et brèches (Lutétien sup.)	Flysch noir = Flysch à Helminthoïdes (Priabonien)
EOCENE moyen							Flysch calcaire (série compréhensive Sénonien à Auversien)
EOCENE inf.							
CRETACE sup.							

Fig. 4. — Tableau des conceptions stratigraphiques du Flysch de l'Embrunais-Ubaye avant et après la découverte des nappes de charriage.

sent les publications de cette décade qui s'achèvera sur la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France, en 1938, dans les Alpes françaises méridionales. Ces investigations sont dominées par le souci constant de dresser un tableau paléogéographique cohérent de l'Embrunais-Ubaye. La stratigraphie prime désormais sur la tectonique.

M. GIGNOUX et L. MORET s'attaquent, en Embrunais, au problème du « Flysch calcaire » où ils découvrent des séries mésozoïques complètes dont ils font leurs écaïlles ultradauphinoises (1933) et leur zone subbriançonnaise (1934).

Ils précisent les contours des nappes près de Dourmillouse dès 1931 et, en collaboration avec D. SCHNEEGANS, séparent définitivement la zone des Aiguilles d'Arves de la « zone de l'Embrunais » qui, bien plus interne, devient dès lors l'enveloppe commune (vaste synclinal rempli de Flysch à Helminthoïdes), décollée au niveau du

Flysch noir basal, de la zone briançonnaise et subbriançonnaise (S. SCHNEEGANS, 1933 ; M. GIGNOUX et L. MORET, 1935 ; M. GIGNOUX, 1936).

Leurs observations sur « les plis souples et sans laminage ni schistosité » du Flysch à Helminthoïdes leur permettent d'élaborer une théorie nouvelle qui explique la mise en place de nappes par des écoulements gravitaires.

4) Travaux récents.

Les travaux récents sont ceux de J. DEBELMAS, M. LATREILLE et M. GIDON auxquels il faut adjoindre quelques notes synthétiques de M. GIGNOUX (1948), de L. MORET (1951, 1953) ou des observations complémentaires sur certaines structures de l'Ubaye par Mme Y. GUBLER (1952, 1953, 1955).

Dans leur ensemble, ces travaux ne viennent guère modifier le tableau magistral issu de l'œuvre

	Y. GUBLER 1929	M. GIGNOUX L. MORET D. SCHNEEGANS 1938	M. LATREILLE 1961	C. KERCKHOVE 1969			
			SUBBRIANCONNAIS	FLYSCH A HELMINTHOIDES	SUBBRIANCONNAIS BRIANCONNAIS	FLYSCH A HELMINTHOIDES	
						NAPPE AUTAPIE	NAPPE PARPAILLON
PRIABONIEN	Grès d'Annot ("Ludien") Flysch noir, gréseux et à Helminthoides (Bartonian)	Grès de l'Embrunais Flysch à Hela. Flysch noir	Flysch noir		Schistes à blocs (olisthostromes) Flysch schisto- gréseux sombre et grès Grès à pistes calc. plancton. brèches et conglomérats		
LUTETIEN	Flysch calc., grès, brèches conglomérats	Grès brèches Flysch	Grès et brèches		Grès des Seolanes		
EOCENE inf.		calcaire					
PALEOCENE		(passage continu			Calcaires planctoniques	?	?
SENONIEN	Calcaires	local) Calcaires planctoniques	Calcaires planctoniques	Flysch à Helminthoides Grès de l'Embrunais	et "Flysch" du Pelat	Flysch à Helminthoides et Flysch dissocié	Flysch à Helminthoides Grès de l'Embrunais
TURONIEN	planctoniques		"Flysch" de			Complexe de base	
CENOMANIEN			Piolit	"Flysch brun"	Marnes noires	(Schistes noirs et versicolores)	
ALBIEN						?	Schistes de Serenne
NEOCOMIEN						Ophiolites	
JURAS. sup.							

Fig. 5. — Tableau stratigraphique des Flyschs de l'Embrunais-Ubaye.
Evolution des idées depuis quelques décades.

de D. SCHNEEGANS. La plupart d'entre eux traitent d'ailleurs de régions marginales à l'Embrunais-Ubaye, principalement du Briançonnais voisin (J. DEBELMAS, M. GIDON).

Cependant, et ainsi qu'on va le voir, c'est à M. LATREILLE que l'on doit, vers 1956-57, la relance de l'intérêt pour le Flysch de l'Embrunais-Ubaye, coïncidant d'ailleurs avec un renouveau dans les méthodes d'études des formations détritiques épaisses du type *flysch* et *molasse*.

IV. — Point de départ des recherches qui font l'objet de ce mémoire.

1) Cadre géologique admis en 1957.

Je rappellerai ici brièvement le schéma élaboré par l'école de M. GIGNOUX, illustré par les feuilles Gap et Digne (2^e édition) de la Carte géologique de la France au 1/80 000^e, exposé en 1938 par M. GIGNOUX et L. MORET dans leur « Description

géologique du Bassin supérieur de la Durance » et clairement résumé par L. MORET au cours de deux conférences faites en 1954 aux Universités de Leide et Amsterdam ⁷.

L'Embrunais-Ubaye comprend trois ensembles :

- l'Autochtone dauphinois ;
- des écaillés parautochtones ultradauphinoises ;
- les nappes de l'Embrunais-Ubaye.

A) L'AUTOCHTONE qui se rattache à la zone externe alpine montre :

— Au N, la retombée S du massif cristallin du Pelvoux, avec une couverture mésozoïque réduite ou nulle sous le Nummulitique transgressif (Grès du Champsaur) ;

— Au S, la retombée N du massif cristallin de l'Argentera, avec une couverture mésozoïque plus complète sous le Nummulitique également transgressif (Grès d'Annot).

B) LES ÉCAILLES PARAUTOCHTONES de la zone ultradauphinoise, définie par M. GIGNOUX et L. MORET en 1933, sont représentées ici par les écaillés des massifs de Soleil Bœuf, au N du Drac, et les écaillés du soubassement du massif du Morgon, en basse Ubaye.

C) LES NAPPES DE L'EMBRUNAIS-UBAYE, glissées « par gravité » dans l'ensellement des massifs cristallins externes entre Pelvoux et Argentera, comprennent :

a) Une *nappe inférieure*, formée de digitations se rattachant paléogéographiquement à un domaine *subbriançonnais* caractérisé par de nombreuses variations de faciès et d'épaisseur des séries stratigraphiques : ces digitations se relaient rapidement du Nord au Sud et leur disposition originelle serait, de la plus externe à la plus interne :

- les *écaillés externes de l'Ubaye* (entre Ubaye et Verdon) remarquables par le développement énorme du Lutétien à faciès flysch ;
- la *digitation de Piolit*, entre Drac et Durance, aux faciès proches de ceux de l'Ultradauphinois ;

— la *digitation des Séolanes*, en écaillés autour de la fenêtre de Barcelonnette, aux caractères de « cordillère », avec ses calcaires blancs récifaux du Jurassique transgressés directement par le Lutétien ;

— la *digitation du Morgon*, entre la Durance et l'Ubaye, avec une sédimentation plus profonde et un passage continu du Crétacé supérieur au Flysch nummulitique au sommet duquel commence à apparaître le faciès « à Helminthoïdes » ;

b) Une *nappe supérieure* dépendant du domaine *briançonnais*, constituée par les « *noyaux mésozoïques* » de la digitation de Chabrières-Escouréous ⁸ (avec des calcaires triasiques à Diplopores et une série jurassique et crétacée condensée) et leur enveloppe nummulitique « normale mais décollée », le *Flysch de l'Embrunais* ou *Flysch à Helminthoïdes*.

Ces diverses unités « viennent s'enraciner dans les régions frontales de la zone du Briançonnais » où le Flysch de l'Embrunais dessine un grand synclinal visible près de Saint-Clément, sur la Durance.

Cette structure est explicitée par une coupe très schématique de D. SCHNEEGANS, reproduite ci-contre (fig. 6) à côté de son « Schéma structural » (fig. 7).

2) Place du Flysch dans l'édifice.

Le terme « flysch », qui désigne à l'origine un faciès lithologique particulier, est parfois employé à tort dans un sens chronostratigraphique plus ou moins équivalent à « Nummulitique ». C'est aussi l'ultime dépôt qui « précède la phase paroxysmale dans la surrection d'une chaîne de montagne géosynclinale » (J. DEBELMAS, 1955, p. 81).

A) SUBDIVISIONS ET POSITION STRATIGRAPHIQUE GÉNÉRALEMENT ADMISES.

On distingue, depuis J. BOUSSAC, quatre faciès principaux qui se succèdent dans le temps et peuvent passer latéralement de l'un à l'autre (fig. 8) :

⁷ Voir également M. GIGNOUX, *Géologie stratigraphique*, 5^e éd., p. 310 331.

⁸ L'Escouréous : les Courréous désignent les ravins abrupts du versant sud du sommet de « la Montagnette » (ARNAUD, 1906, p. 90) ; erreur toponymique de l'ancienne Carte d'état major conservée sur les fonds au 1/50 000^e récents de l'I.G.N.

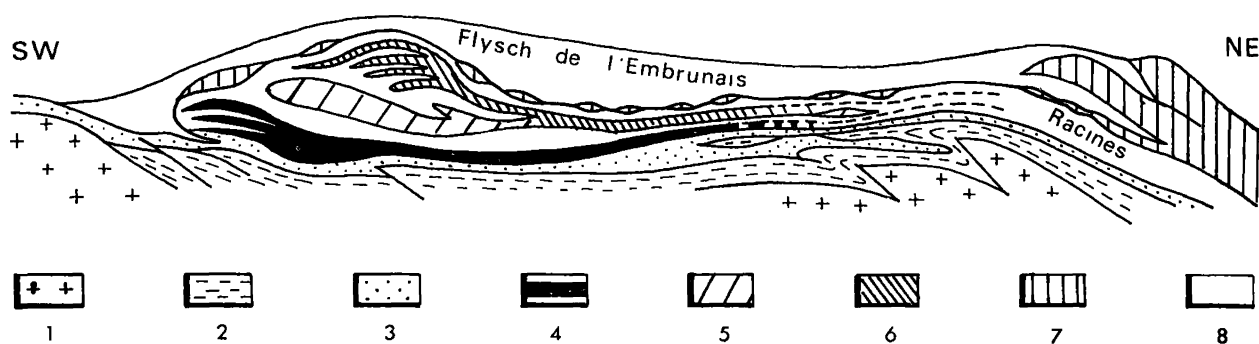


Fig. 6. — Structure générale schématique de l'Embrunais - Ubaye selon D. SCHNEEGANS (1938) (simplifié).

1, Socle autochtone (Pelvoux à gauche, Argentera à droite) ; 2, Couverture mésozoïque ; 3, Nummulitique autochtone ; 4, Digitation de Piolit et de l'Ubaye méridionale ; 5, Digitation des Séolanes ; 6, Digitation du Morgon ; 7, Digitation d'Escouréous - Chabrières et Briançonnais à droite ; 8, Flysch.

— A la base, le « *Flysch calcaire* » est un ensemble de calcaires planctoniques à intercalations gréseuses, comportant localement des termes de passage au Crétacé supérieur ou apparaissant lenticalement dans le Flysch noir ; il peut donc représenter un Eocène inférieur à moyen mal précisé ;

— Le « *Flysch noir* » qui vient ensuite débute parfois par des brèches à grandes nummulites lutétiennes et présente localement un faciès chaotique de « *wildflysch* » (Orcières). Du côté interne, touchant au Briançonnais, il passerait latéralement au Flysch à Helminthoïdes ;

— Le « *Flysch à Helminthoïdes* » ou « *Flysch de l'Embrunais pro parte* », ainsi nommé par les pistes méandriformes attribuées à des Annélides fréquentes sur les plaquettes calcaires, n'est pas daté : on n'y a jamais trouvé le moindre fossile. Sa position stratigraphique la plus probable (Priabonien) est inférée de son repos général sur le Flysch noir lutétien et de sa subordination apparente au terme suivant ;

— Le « *Flysch gréseux* », ou « *Grès de l'Embrunais* », semble terminer partout cette série, de même que les Grès d'Annot terminent la trilogie priabonienne de l'Autochtone ; cette analogie, avec la ressemblance des faciès suffit, là encore, à attribuer ce terme à l'Eocène supérieur, avec possibilité d'un passage à l'Oligocène inférieur.

B) POSITION STRUCTURALE DU FLYSCH.

L'ensemble du flysch peut être considéré comme une sorte de *tissu conjonctif* emballant d'une manière dysharmonique les organes mésozoïques des différentes digitations de la nappe et où s'effacent les contacts tectoniques (fig. 6) ; le « Flysch de l'Embrunais qui forme l'essentiel de la nappe supérieure » est décollé de son substratum briançonnais, au niveau du Flysch noir (dont il reste souvent un liséré, à couches versicolores, à la base de la nappe) ; des phénomènes « d'encapuchonnement » expliquent que l'on retrouve des affleurements de Flysch à Helminthoïdes au front et à la base des nappes, dans la région d'Anceille par exemple.

C) DE TOUT CELA, IL FAUT RETENIR :

— l'imprécision de la chronostratigraphie, en particulier quant à la date d'apparition du faciès flysch dans les différentes zones. Certains, comme J. BOUSSAC, ont vu partout des séries compréhensives, allant du Crétacé supérieur à l'Oligocène ; d'autres, comme Mme Y. GUBLER-WAHL, généralisent au contraire la « transgression lutétienne », alors que D. SCHNEEGANS, suivi en cela par L. MORET, a une opinion plus nuancée et observe des variations d'une digitation à l'autre⁹ ;

⁹ On verra par la suite que la lacune de l'Eocène inférieur est en effet générale en Embrunais Ubaye et que les conclusions de Mme Y. GUBLER peuvent être généralisées à tous les domaines.

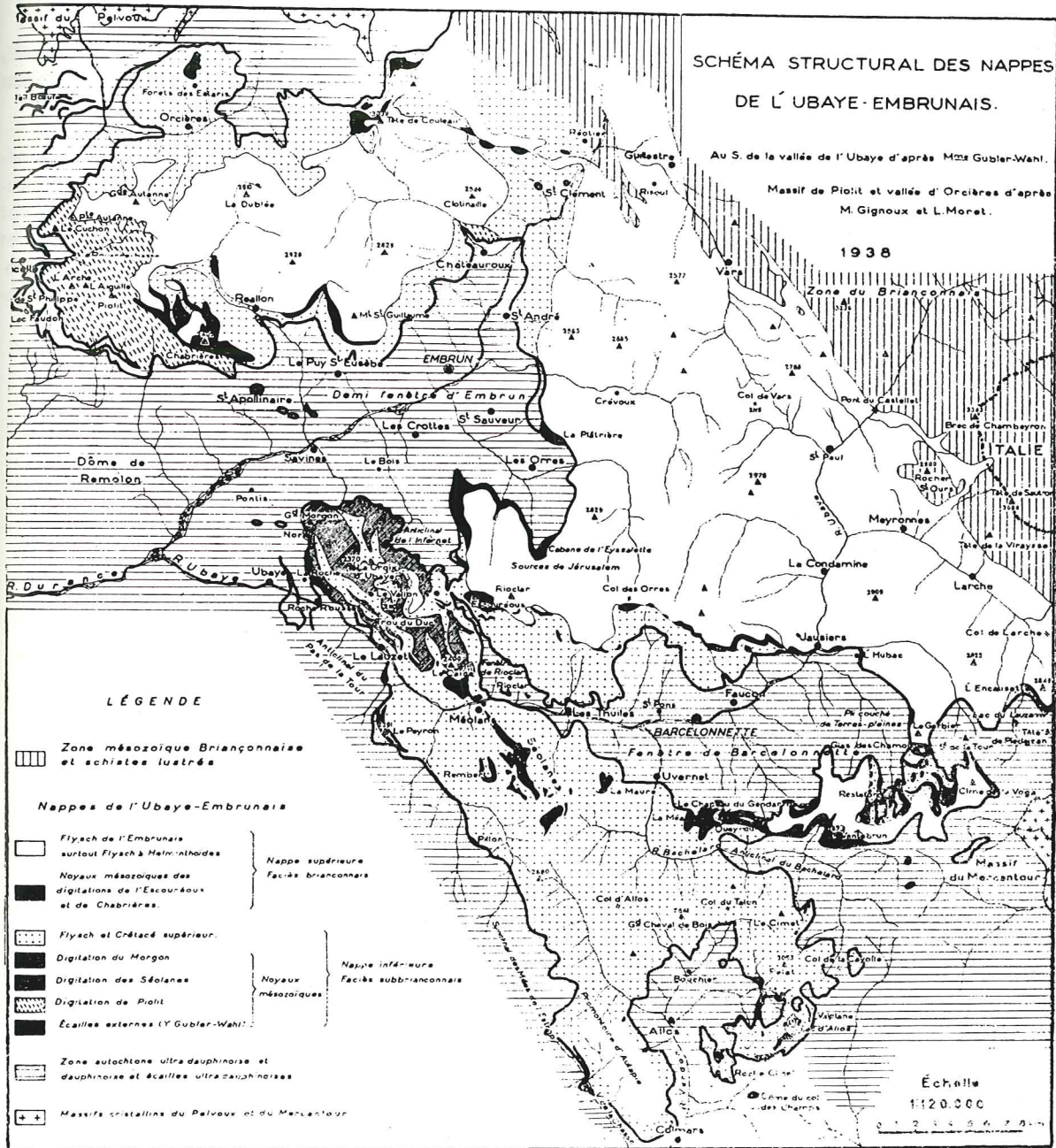


Fig. 7.

— des propositions non vérifiées réellement sur le terrain, concernant les transformations des faciès d'une région à l'autre, transformations considérées comme plus ou moins anarchiques ;

— l'ignorance la plus complète quant à la structure tectonique de tout le territoire occupé par le flysch dont « le chiffonnement... rend souvent les coupes indéchiffrables et élimine la possibilité de reconstituer des séries complètes et harmonieuses » (D. SCHNEEGANS, 1938, p. 127).

3) Relance de l'intérêt pour le flysch.

En 1957 cependant, plusieurs faits nouveaux, résultant des travaux en voie d'achèvement de

M. LATREILLE en Embrunais occidental et de M. LANTEAUME en Ligurie, viennent mettre en doute certaines de ces assertions.

A) EN EMBRUNAIS OCCIDENTAL (M. LATREILLE, 1961, p. 113 et suiv., p. 168 et suiv.) (tableau fig. 5) :

— La mise en évidence de structures cohérentes en plis couchés, dans le Flysch de l'Embrunais, permet de reconnaître que les grès se placent à la base et non pas au sommet de la série, et surmontent un « Flysch brun » à couches versicolores indépendant du « Flysch noir » subbriançonnais.

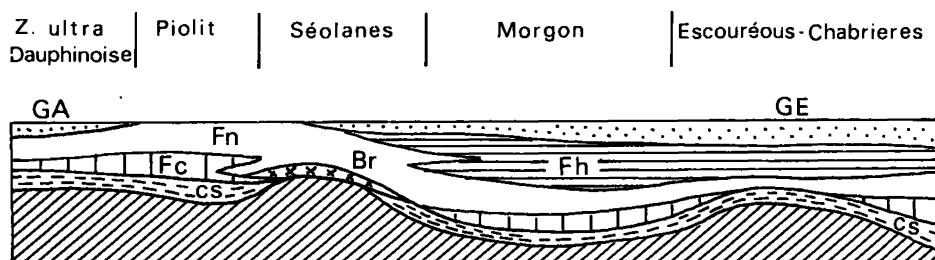


Fig. 8. — Schéma de la répartition des faciès du Flysch dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye selon D. SCHNEEGANS (1938).

GA, Grès d'Annot ; GE, Grès de l'Embrunais ; Fn, Flysch noir ; Fh, Flysch à Helminthoïdes ; Br, Brèches lutétiennes ; Fc, Flysch calcaire ; Cs, Crétacé supérieur.

— C'est ensuite la découverte, dans quelques niveaux du Flysch à Helminthoïdes, de très rares formes naines de *Globotrucana*, en compagnie de *Gümbelina* et de *Globigérina*, à l'exclusion de toute forme nummulitique. On aurait donc là une série non pas priabonienne, mais néocrétacée, reposant parfois tectoniquement sur le flysch nummulitique subbriançonnais et ne pouvant pas dépendre de ce domaine ni du domaine briançonnais, où le Crétacé supérieur est connu sous d'autres faciès (calcaires planctoniques, calcaires en plaquettes) ; de là à envisager une provenance piémontaise pour ce flysch, il n'y a qu'un pas...

— Enfin, M. LATREILLE démontre le non-sens du concept de « Flysch calcaire », tout au moins dans la région de Piolit : cette formation repré-

sente en fait le toit de la série des calcaires planctoniques néocrétacés - paléocènes, débités en lames dans le Flysch noir sus-jacent, sans que l'on puisse affirmer qu'il s'agisse d'écaillage mécanique plutôt que de glissements synsédimentaires (M. LATREILLE, 1961, p. 74 et suiv.).

B) EN LIGURIE.

M. LANTEAUME vient, peu auparavant, de montrer l'indépendance structurale du Flysch à Helminthoïdes vis-à-vis du Nummulitique autochtone, lui découvre un « Complexe de base » à schistes versicolores (équivalent du « Flysch brun » de M. LATREILLE) et en précise la stratigraphie grâce à des microfaunes apparemment plus abondantes qu'en Embrunais, datant ce flysch du Turonien

Sénonien (M. LANTEAUME, 1957, 1962). Il est le premier, semble-t-il, à lancer l'idée d'une origine « ultrabriançonnaise » pour la nappe du Flysch à Helminthoïdes de Ligurie occidentale et pour son homologue de l'Embrunais.

4) Les problèmes posés en 1958.

Les découvertes de M. LATREILLE, confirmant celles de M. LANTEAUME, loin de résoudre tous les problèmes, vont en créer toute une cascade. En effet, le territoire étudié par cet auteur ne représente qu'une partie réduite et marginale des nappes de l'Embrunais, et il paraît difficile d'étendre immédiatement ses conclusions à des régions aussi lointaines que les confins de l'Ubayette et de la Stura ou les environs d'Allos. Son travail montre enfin qu'il semble possible de faire de la géologie conventionnelle et de débrouiller des structures dans les pays de flysch : les énormes étendues de flysch indifférencié figurées au Sud de l'Ubaye sur le schéma de D. SCHNEEGANS ne peuvent dès lors qu'être reprises.

A) LES PROBLÈMES EN SUSPENS GRAVITENT DONC D'ABORD AUTOUR DU FLYSCH A HELMINTHOÏDES.

Ils concernent :

a) *Son âge* : Nummulitique ou Crétacé supérieur ?

Pour certains, en effet, les microfaunes qu'on vient d'y découvrir ne signifient rien. Elles peuvent être remaniées (opinion de H. BADOUX, 1962, p. 42) ; ou encore leur valeur chronostratigraphique semble douteuse (M. GIGNOUX et L. MORET, 1938, p. 136, note infrapaginale) ; leur nanisme pourrait résulter de conditions biologiques devenues défavorables dans un bassin résiduel où des foraminifères crétacés se seraient perpétués, sous une forme dégénérée, pendant le Nummulitique (M. LATREILLE, 1961, note infrapaginale).

b) *Sa patrie*.

En fonction d'un âge quelconque démontré :

- *domaine briançonnais* plus ou moins interne (L. MORET, 1954 ; J. DEBELMAS, 1955) ;
- *domaine piémontais* (zone des Schistes lustrés), dont il représenterait tout ou partie de la couverture post-jurassique non métamorphique,

décollée avant les derniers mouvements tectoniques (M. LATREILLE, 1961) ;

- *domaine ultra-piémontais* (« Austro-alpin » ?) ;
- *domaine actuellement inconnu*, compris entre les zones subbriançonnaise et briançonnaise, prolongement lointain du domaine valaisan (R. TRUMPY, 1955) et aspiré dans les tréfonds de l'édifice alpin au long d'une zone de succion qui ne se matérialiserait plus que par la charnière synclinale que dessine la nappe de l'Embrunais au droit de Saint-Clément (opinion défendue ultérieurement par M. RICHTER, 1961, et qui sera partiellement reprise, sous d'autres formes, par A. GUILLAUME en 1967).

c) *Sa structure propre et ses changements de faciès*.

En effet, le terme gréseux, qui permet de suivre des flancs de plis couchés aux environs de Réallon, ne semble pas exister en Ubaye ; y sera-t-il alors possible d'observer autre chose que ces froissements dénoncés par D. SCHNEEGANS ? Par ailleurs, aux environs du col de Vars, le faciès des Grès de l'Embrunais semble bien, jusqu'à preuve du contraire, occuper le sommet de la série, comme cela a toujours été constaté et cartographié. Existerait-il plusieurs niveaux de grès, les uns à la base, les autres au toit du Flysch à Helminthoïdes ?

d) *Ses rapports avec la zone briançonnaise*.

De Guillestre au col de Larche, quelle est la nature du contact entre le Flysch à Helminthoïdes et la retombée des nappes briançonnaises ? Les accumulations de flysch noir du pays de Vars dépendent-elles du Nummulitique briançonnais, ou du « Flysch brun » (= Complexe de base), des séries à Helminthoïdes ?

e) *Ses rapports avec la zone subbriançonnaise*.

Des lanières ou des masses parfois importantes de Flysch à Helminthoïdes sont connues çà et là, au front et à la base des digitations subbriançonnaises, plus particulièrement sous Piolit et, en Ubaye, sous le Morgon ; faut-il continuer à y voir un phénomène d'encapuchonnement, c'est-à-dire un vaste pli couché affectant ensemble le Subbriançonnais et la nappe du Flysch à Helminthoïdes, selon une hypothèse avancée par M. GIGNOUX et L. MORET (1938, p. 79) et reprise par M. LA-

TREILLE (1961, p. 153) ? Cette explication s'accorde mal avec le caractère diffus des affleurements signalés au Sud de l'Ubaye par Mme GUBLER, puis par L. MORET et D. SCHNEEGANS (1934), où l'on verrait plutôt, selon les descriptions de ces auteurs, un faciès particulier du flysch nummulitique, ce qui reposerait évidemment le problème stratigraphique initial...

B) EN SECOND LIEU, C'EST LE DOUBLE PROBLÈME DU FLYSCH NOIR ET DU FLYSCH CALCAIRE, partiellement résolu par M. LATREILLE pour la région de Piolit, qui est à revoir dans tout le reste des nappes de l'Embrunais-Ubaye ; en particulier, quelle est la répartition et la signification de ces deux ensembles dans la région méridionale qui s'étend des Séolanes au Pelat ? Que représente exactement la série détritique néocrétacée que l'on vient de découvrir dans la face sud de ce sommet (Y. GUBLER, J. SIGAL, J. ROSSET et C. KERCKHOVE, 1958) ?

C) RESTE ENFIN L'ÉNIGME PARTICULIÈREMENT IRRITANTE DE LA RÉGION DE RESTEFONDS A L'OUEST DE BARCELONNETTE ¹⁰ : pour quelle raison ne peut-on donc y observer aucun contact tectonique tangible entre les Grès d'Annot de l'Autochtone et le « Flysch noir » des nappes, obligatoirement charrié (quelle que soit sa patrie), mais qui, tout en reposant évidemment sur ces grès, s'indente non moins évidemment ici et là, en biseaux stratigraphiques, avec les derniers de leurs bancs ?

Autant de questions auxquelles ce mémoire tente de répondre, et, ce faisant, autant de problèmes nouveaux et imprévus qui se font jour, regardant la géométrie, la tectogénèse et la paléogéographie non seulement du « flysch », mais de tout l'Embrunais-Ubaye.

¹⁰ Remarquée la première fois au cours d'une excursion réunissant, en Ubaye, à l'automne 1957, Mme GUBLER, MM. DEBELMAS, LANTEAUME, LATREILLE, SIGAL et moi-même.

DEUXIÈME PARTIE

SCHÉMA STRUCTURAL DES NAPPES DE L'EMBRUNAIS-UBAYE, DE LEUR SOUBASSEMENT ET DES RÉGIONS VOISINES (cf. carte 1/100 000^e h. texte et planche de coupes h. t.)

I. — Introduction.

Le schéma structural qui est proposé, et qui servira de cadre aux développements ultérieurs, se singularise par les points suivants :

— Le Dôme de Rémollon bénéficie d'un figuré spécial, afin de mieux faire apparaître la remontée générale de socle qui se manifeste par les pointements de micaschistes de Saint-Etienne-le-Laus et de Rémollon même ;

— Le Nummulitique est distingué du reste de la couverture autochtone, ce qui permet de mettre en évidence les mouvements anté-priaboniens et le phénomène d'érosion qui a précédé la mise en place des nappes ;

— On a renoncé à figurer d'une manière particulière les écaillés parautochtones en raison de la densité des détails que cela aurait entraînée en certaines régions ; seuls les chevauchements qui limitent ces écaillés apparaissent sur le schéma ;

— Dans la mesure du possible, les flyschs du domaine subbriançonnais sont regroupés avec leurs semelles mésozoïques respectives (se résumant parfois en chapelets d'écaillés) de manière à constituer des unités structurales synthétiques ; dans certains cas cependant, un flysch complètement expulsé représente à lui seul une unité indépendante ;

— Les écaillés de base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon sont rassemblées dans un même figuré, quels que soient leur faciès et leur provenance paléogéographique. Ce principe conduit à placer la Grande Séolane dans ces écaillés : bien que son faciès la rattache au domaine subbriançonnais des Séolanes, elle ne fait en effet nullement partie de l'unité (structurale) subbriançonnaise des Séolanes, voisine ;

— Les olisthostromes qui terminent généralement les séries de flysch subbriançonnais (de même que la série nummulitique de l'Autochtone) et qui jouent un rôle capital dans la genèse de l'Embrunais-Ubaye figurent dans la mesure où leurs affleurements sont suffisamment vastes pour supporter la réduction au 1/100 000^e sans dilatation exagérée des contours ;

— Enfin, une place relativement importante est réservée au Quaternaire et aux glissements et éboulements de terrain : c'est afin d'éviter au lecteur éventuel, qui parcourrait la région, de perdre son temps à chercher des contacts majeurs en des lieux d'accès aisé, mais où il ne trouverait aucun affleurement en place.

II. — Zone externe.

1) Localisation.

Elle affleure sur le pourtour des nappes et au milieu de celles-ci dans plusieurs fenêtres ou demi-fenêtres d'érosion qui sont, du Nord au Sud (fig. 9) :

- demi-fenêtres aval et amont du Drac, de part et d'autre d'Orcières ;
- demi-fenêtre d'Embrun et fenêtre du torrent de Couleau ¹¹ ;
- fenêtre de Barcelonnette ¹² ;
- demi-fenêtre des Sagnes, au Sud de Larche ;
- demi-fenêtre du Bachelard, dans la région de Fours ;
- demi-fenêtre d'Allos.

A cet inventaire, il faut adjoindre deux nouvelles fenêtres minuscules restées jusqu'à présent inconnues, l'une à proximité du vieux village de la Foux d'Allos (vallée du Verdon, marnes noires aptiennes), l'autre dans les basses pentes septentrionales du Cheval de Bois, en rive gauche du Bachelard (calcaires néocomiens).

2) Affinités paléogéographiques.

La série stratigraphique de la zone externe, qui va du socle hercynien au Nummulitique, présente

¹¹ D'autres témoins de la Zone externe sont classiquement signalés au milieu des nappes, dans la vallée de la Durance à l'Ouest de Guillestre : ce sont les écaillés de Plan de Phasy et de Réotier (« granite » et « Terres Noires ») et l'écaillé de « Grès du Champsaur » de Saint-Clément (J. DEBELMAS, 1955, p. 121 et 151, 1956). On verra par la suite ce que l'on peut penser des deux premières, mais je crois dès à présent pouvoir affirmer que ces « Grès du Champsaur » appartiennent en réalité à la série du Flysch subbriançonnais de Saint-Clément.

¹² Qui est en réalité une demi-fenêtre ouverte dans la région de Restefonds.

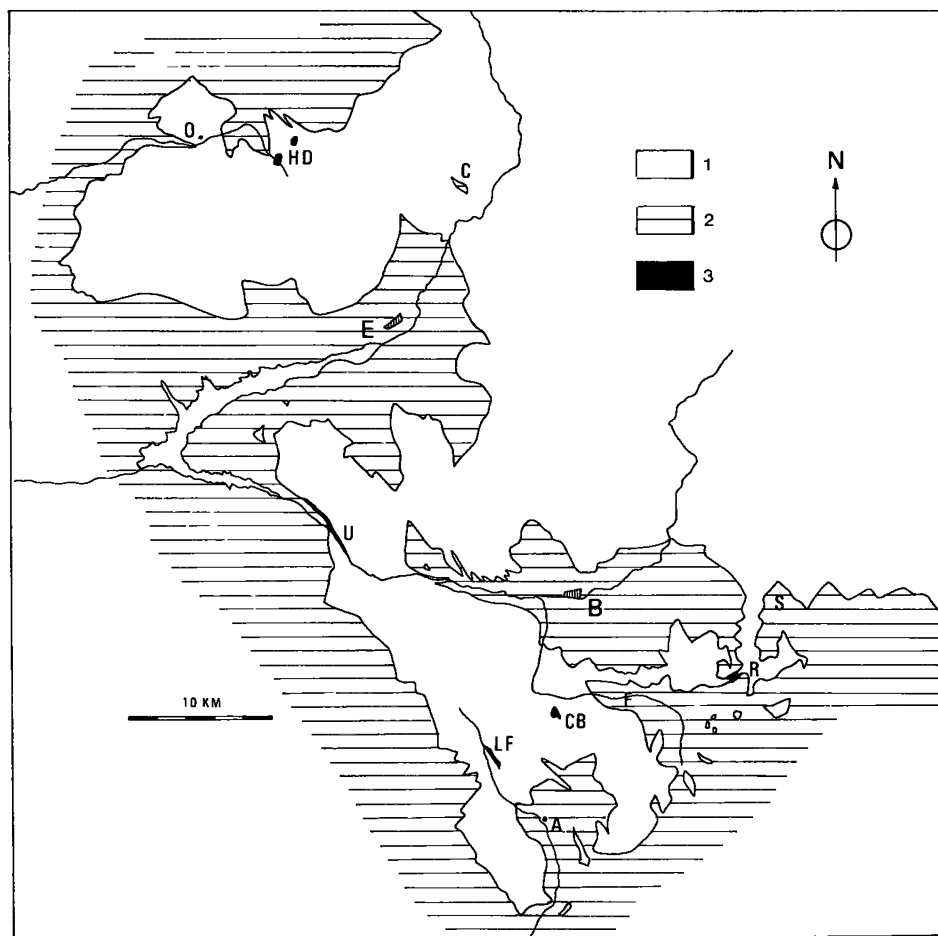


Fig. 9. — Fenêtres et demi-fenêtres dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye.

1, Allochtone ; 2, Autochtone ; 3, Nouvelles fenêtres ou demi-fenêtres.

A, Allos (vallée du Verdon) ; B, Barcelonnette ; C, Couleau ; CB, Cheval de Bois (flanc nord) ; E, Embrun ; F, Fours (vallée du Bachelard) ; HD, Haut Drac ; LF, La Foux (vallée du Verdon) ; O, Orcières ; R, Restefonds (« ouverture » de la fenêtre de Barcelonnette) ; S, Les Sagnes ; U, Ubaye (extension des Terres Noires de Champcontier).

du Nord-Ouest au Sud-Est trop de variations, en faciès et en épaisseur, pour qu'il soit possible de la rattacher à une zone paléogéographique unique ; elle correspond toutefois bien plus à la bordure orientale du *domaine vocontien* des Baronnies et de la région de Digne qu'au domaine dauphinois, plus septentrional ; il est d'ailleurs facile de constater sur une carte de répartition des faciès du Lias et du Jurassique (fig. 10, 11) que les différentes limites paléogéographiques sont obliques ou transversales à la chaîne — à l'exception, toutefois, de

celles du Nummulitique ; il en est de même des aires paléotectoniques (fig. 12), ce qui souligne le bouleversement structural de la limite Crétacé-Tertiaire.

Du fait de ces multiples variations, il paraît difficile de ranger ce domaine externe oriental touchant à l'Embrunais-Ubaye dans la « zone ultradauphinoise », dont on sait d'ailleurs l'imprécision, même dans le secteur savoyard (R. BARBIER, 1963, p. 327 ; R. BARBIER et J. DEBELMAS, 1966, p. 100).

3) Structure.

Elle résulte d'une succession d'événements tectoniques dont l'ampleur varie d'une région à l'autre (fig. 12) :

- mouvements sénoniens du Dévoluy qui se font sentir dans la région d'Embrun¹³ ;

- mouvements anténummulitiques de la bordure du Pelvoux ;
- mouvements « anté-nappes » qui se placent au début de l'Oligocène ;
- mouvements contemporains de la mise en place des nappes, oligo-miocène, dont il résulte des écaillages affectant l'Autochtone (écaillages et chevauchements parautochtones) ;

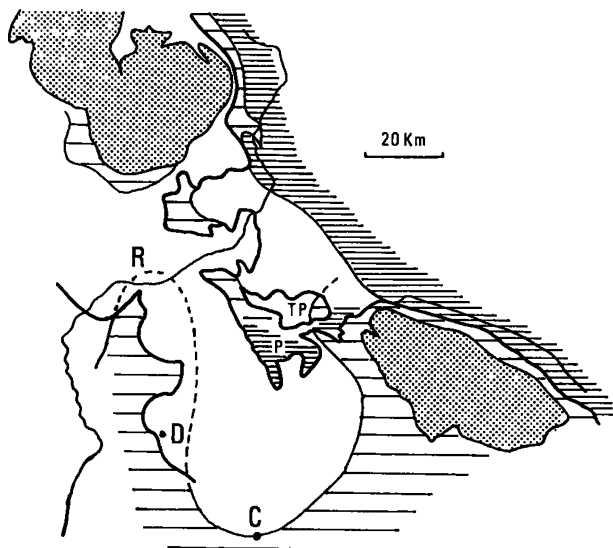


Fig. 10. — Répartition des faciès du Lias dans les domaines externe et interne du secteur durancien.

Hachuré large : faciès réduits de la bordure du Pelvoux ; faciès provençaux ; faciès néritiques du Subbriançonnais au Nord du Pelat. — Hachuré serré : lacune du Lias (domaines subbriançonnais méridional et briançonnais). — Blanc : faciès épais de type Dauphinois.

C, Castellane ; D, Digne ; P, Pelat ; R, Remollon ; TP, Terres Plaines.

On note le décalage des lignes d'isofaciès vers le Nord par le « front pennique ».

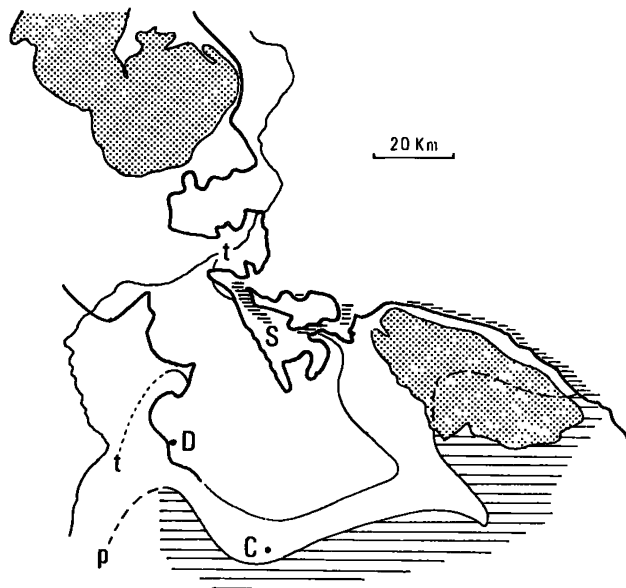


Fig. 11. — Répartition des faciès du Jurassique supérieur dans les domaines externe et interne.

Hachuré horizontal : faciès « calcaires blancs » de Provence (limite nord p). — Hachuré horizontal serré : faciès similaires dans le domaine subbriançonnais. — En grisé : massifs cristallins externes.

t, Limite méridionale du Tithonique, limite septentrionale des faciès de transition. — D, Digne (trait épais : limite des nappes et chevauchement de Digne) ; C, Castellane ; S, Séolanes.

(D'après C. TEMPIER, 1966, complété.)

- mouvements « post-nappes », liés aux soulèvements des massifs cristallins externes et qui se manifestent surtout par un réseau de failles très dense en Ubaye, en relation avec le faisceau sismique de la « faille de la Durance » et de la « faille de Sérenne - Roburent - Bersezio » (Miocène à Quaternaire).

¹³ Ces déformations seraient essentiellement anté-santonniennes. Voir R. DUBOIS et J.-C. FONTES, 1962, et J. FLANDRIN, 1966.

Sans vouloir anticiper sur des développements ultérieurs, il faut insister sur le fait *qu'il n'existe aucune « zone » ou région parautochtone continue* à la marge orientale du domaine externe. On y voit plutôt un système de chevauchements en relais affectant plusieurs niveaux de la série stratigraphique, suivant une loi qui sera exposée par la suite. C'est un argument supplémentaire à l'encontre de la notion de zone ultradauphinoise en Embrunais-Ubaye.

III. — Zones internes.

1) Généralités.

Les nappes de l'Embrunais-Ubaye sont toutes des nappes de couverture totalement détachées de leurs patries respectives. Les reconstitutions paléogéographiques et paléotectoniques restent donc dans ce domaine en partie conjecturales.

J'ai été amené à diviser le Flysch à Helminthoïdes en deux nappes, fondamentalement opposées par leurs faciès respectifs et leur histoire tectono-génétique. L'une d'entre elles, la *nappe de l'Autapie*, de mise en place précoce, étroitement imbriquée avec les unités subbriançonnaises, correspond aux affleurements d'Ancelle et du pied du Morgon, qui se dilatent vers le Sud-Est au point de constituer l'essentiel des terrains du haut Verdon.

L'autre, la *nappe du Parpaillon*, c'est-à-dire le Flysch à Helminthoïdes classique ou « Flysch de l'Embrunais » des auteurs, repose en discordance tectonique par l'intermédiaire d'un chapelet d'écaillés basales sur les structures tronquées ou érodées constituées par une douzaine d'unités subbriançonnaises associées à la nappe de l'Autapie.

Le phénomène « d'encapuchonnement » du Subbriançonnais par le Flysch à Helminthoïdes n'existe donc pas : le rôle de « traîneau-écraseur » dévolu jusqu'à présent à ce flysch, qui aurait été le moteur principal de la mise en place des nappes en Embrunais-Ubaye, n'intéresse que les seules écaillés basales, de petite dimension (écaillés de la « cicatrice de Jausiers » de D. SCHNEEGANS).

La localisation des unités subbriançonnaises à l'avant de la nappe du Parpaillon a pu faire croire qu'elles constituaient des masses poussées par ce flysch ; l'encapuchonnement était un argument supplémentaire en faveur de cette conception qui a été soutenue par de nombreux auteurs (D. SCHNEEGANS, 1938, p. 301 ; M. LATREILLE, 1961, p. 17 ; R. BARBIER et al., 1963, p. 341 ; J. DEBELMAS, 1963, p. 136).

En réalité cet arrangement n'est valable que pour Piolit et le Morgon ; il ne l'est plus au Sud de l'Ubaye, où la zone subbriançonnaise prend une large extension bien en dehors des affleurements de la nappe du Parpaillon.

Cartographique et actuelle, cette localisation frontale des unités subbriançonnaises est en fait

l'héritage d'une longue évolution morphotectonique achevée avant l'arrivée de la nappe du Parpaillon.

L'opposition structurale majeure qui apparaît ainsi entre les unités subbriançonnaises et les écaillés de base de cette nappe entraîne cependant une difficulté méthodologique ; certaines de ces écaillés ont en effet des séries particulières qui les font assimiler, sans hésitation, à la zone subbriançonnaise, au sens paléogéographique du terme. Telles sont les klippes orientales de Restefonds (Empeloutier, Gias du Chamois, Mourre Haut) auxquelles se rattache la dalle inverse de la Grande Séolane, qui ont la série typique de la « digitation des Séolanes » (D. SCHNEEGANS, 1938, p. 27).

On voit dès lors qu'il faut clairement distinguer le classement paléogéographique du classement tectonique ; il n'y a pas en effet de parallélisme étroit entre zone de faciès et zone tectonique. En Embrunais-Ubaye, les charriages ont sérieusement bouleversé les dispositions paléogéographiques originelles, dont les reconstitutions ne seront jamais qu'un exercice intellectuel intéressant, mais sujet à discussion :

Les subdivisions tectoniques, fondées au contraire sur des faits géométriques tangibles car actuels, doivent donc passer en priorité.

2) Unités subbriançonnaises.

A) CARACTÈRES GÉNÉRAUX.

Le caractère essentiel et classique de ces unités, aussi bien en Embrunais-Ubaye que dans les autres parties des Alpes occidentales, est leur aptitude à se relayer en « festons » de dimensions réduites. Chaque feston a généralement une série stratigraphique originale : ces multiples variations traduisent des conditions paléogéographiques instables qui sont le trait le plus marquant de la « Zone subbriançonnaise ».

Les unités subbriançonnaises de l'Embrunais-Ubaye sont décollées de leur patrie au niveau du Trias supérieur dont on retrouve les dolomies, argilites, gypses et cargneules injectés dans maints contacts anormaux.

Des clivages secondaires à différents niveaux du Mésozoïque et du Nummulitique font que, dans certains cas, elles se résument à des lames formées d'un ou deux termes stratigraphiques, et dont l'appartenance est alors problématique. Parfois, il

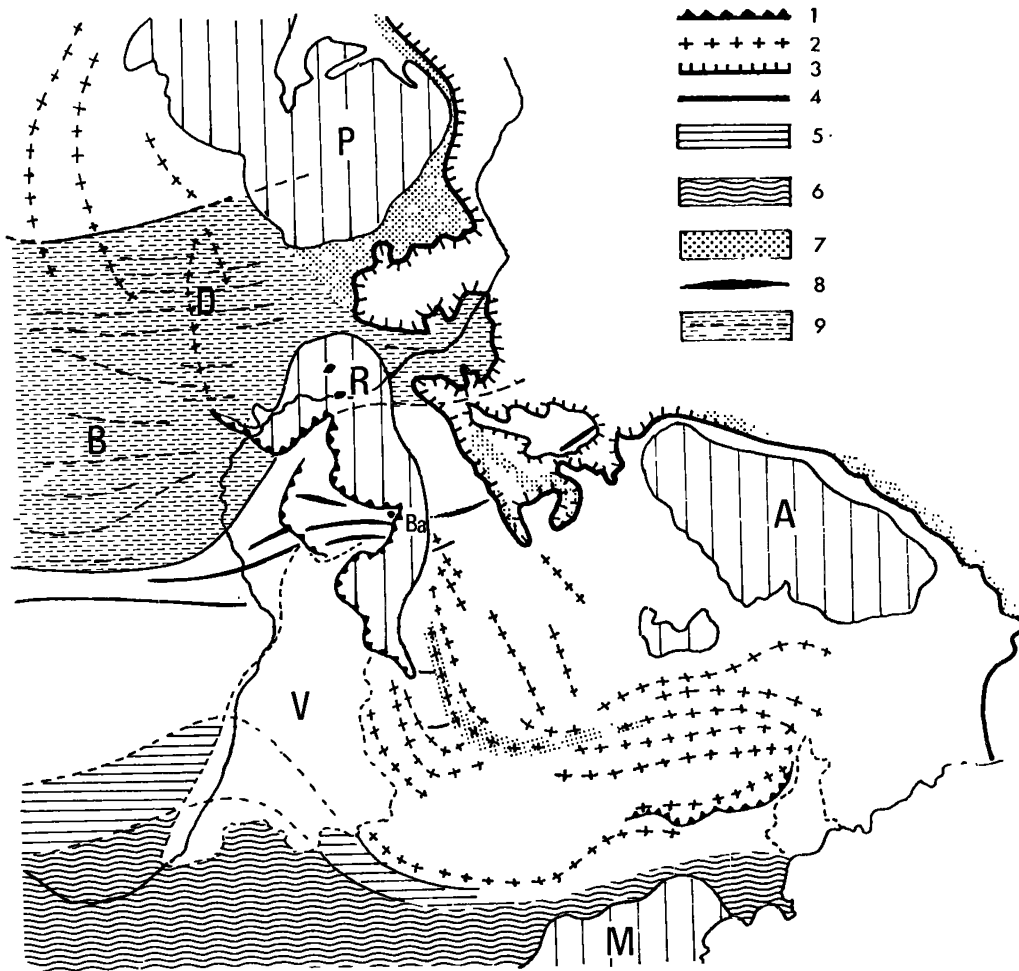


Fig. 12. — Cadre tectonique et paléotectonique de l'Embrunais-Ubaye.

1, Chevauchements post-miocènes (Digne, Caussols); 2, Plis alpins post-oligocènes; 3, Chevauchement des nappes de l'Embrunais-Ubaye post sannoisien (Stampien); 4, Front pennique un peu plus ancien (Post-Priabonien); 5, Aire des plis provençaux réactivés après l'Oligocène; 6, Aire des plis provençaux (post-lutétiens, anté-oligocènes); 7, Domaine du Nummulitique discordant dans l'Autochtone et les unités subbriançonnaises de l'Ubaye (ainsi que l'unité du col de Tende, à l'Est); 8, Plis de la phase Dévoluy réactivés avant le Stampien et, localement, après l'Oligocène; 9, Aire des plis éo sénoniens du Dévoluy (phase Gosau).

On remarque la correspondance du Nummulitique discordant et de l'aire des plis éo crétacés sur la bordure méridionale du Pelvoux. D'une manière générale, les lignes paléotectoniques anté oligocènes ont une direction Est Ouest.

D, Dévoluy; B, Baronnies; V, Bassin pontien de Valensole.

Soulèvements mio pliocènes : P, Pelvoux; R, Dôme de Remollon et de Barles (Ba); A, Argentera (et dôme de Barrot au SW); M, Maures.

n'en reste plus qu'un flysch, dépourvu de toute semelle, comme celui de Saint-Clément.

La complexité des dispositions géométriques, la large coupure de la vallée de la Durance, les

relais en « mini-festons », accompagnant les multiples variations stratigraphiques, et qui n'ont pour l'instant jamais donné lieu à une interprétation satisfaisante, tous ces caractères font qu'il n'est

pas possible d'énumérer les unités subbriançonnaises dans un ordre logique, allant par exemple « de la plus externe à la plus interne ». Il est plus simple de les présenter au fur et à mesure qu'elles apparaissent, par exemple selon un itinéraire méridien dont le sens de parcours importe peu.

Le Subbriançonnais de l'Embrunais occidental (massif de Piolit) est bien connu après le récent travail de M. LATREILLE (1961) dont je reprends presque intégralement les conclusions, me réservant seulement de modifier son interprétation du flysch des environs d'Orcières.

Au Sud de la Durance, par contre, si les vues de D. SCHNEEGANS sur la région du Morgon peuvent être conservées quasi intégralement, il n'en est pas de même au Sud de l'Ubaye, où les recherches de Mme GUBLER remontent à une époque où les connaissances sur l'ensemble des zones internes étaient encore rudimentaires.

B) EMBRUNAIS NORD-OCCIDENTAL.

a) *Ecaïlles septentrionales.*

Ce sont les écaïlles du col des Terres Blanches, entre Drac et Biaysse (principalement Dogger et calcaires à petites Nummulites emballés dans des gypses), qui se rattachent probablement au Subbriançonnais de la région de Vallouise (J. DEBELMAS, 1955, p. 90).

b) *L'unité de Piolit* (M. LATREILLE, 1957) (Trias à Nummulitique, série complète et relativement épaisse la plus voisine du domaine dauphinois, du point de vue des faciès) représente l'essentiel des affleurements mésozoïques de l'Embrunais occidental.

c) *L'unité de la Martinasse - Saint-Apollinaire* (M. LATREILLE, 1961, p. 18) (Trias à Nummulitique, série réduite sans Jurassique supérieur) n'affleure qu'à l'extrémité est du massif de Piolit, sous l'unité précédente.

d) *L'unité du Flysch de Saint-Clément* se développe tout au long du versant nord de la vallée de la Durance et au fond de la demi-fenêtre d'Embrun ; ce flysch semble passer sous le massif de Piolit, au Sud-Ouest de Réallon, mais il repose en contact anormal sur l'écaïlle de Roche Rousse (au Nord de Châteauroux) qui montre pourtant des faciès assez voisins de ceux de l'unité de Piolit (J. DEBELMAS et M. LATREILLE, 1956).

Contrairement à ce qui a été admis jusqu'à présent, je pense que le « lobe » de flysch sombre d'Orcières et la plus grande partie du « flysch noir » surmontant les Grès du Champsaur, dans la haute vallée du Drac et au Sud de Dourmillouse,

représentent une série autochtone ou parautochtone postérieure à ces grès et lardée d'écaïlles et d'olistholites de matériel divers, plus spécialement de calcaires planctoniques et de Flysch à Helminthoïdes.

C) EMBRUNAIS MÉRIDIONAL ET MONTAGNES AU SUD DE L'UBAYE.

A l'exception de celle des Séolanes, toutes les unités subbriançonnaises de cette région sont les unes après les autres en contact avec le substratum autochtone, suivant un système de relais en « pile de cartes glissées » dont la base apparente se situe au Sud-Est, au lac d'Allos, et le sommet au Nord-Ouest, au Morgon.

a) *L'unité du lac d'Allos* (C. KERCKHOVE, 1965) (Trias à Nummulitique, sans Lias, conglomérat très épais sous un flysch sombre schisto-gréseux) affleure principalement autour du lac d'Allos ; à l'Ouest de la montagne d'Autapie, un affleurement de cette série est coïncé entre l'Autochtone et l'extrémité nord de l'unité du Pelat.

b) *L'unité du Pelat* (nappe du Pelat, C. KERCKHOVE, 1965) (Trias à Nummulitique, avec lacune du Lias, Jurassique supérieur très réduit, Crétacé bréchique ou gréseux localement très développé, surmonté d'un flysch priabonien complexe) peut être subdivisé, dans le massif Pelat - Cimet - Cheval de Bois, en trois digitations dont la géométrie n'est pas sans rappeler certaines structures profondes du domaine pennique.

Epousant de très près les déformations de l'Autochtone, l'unité du Pelat dessine dans son ensemble un grand synclinal dont le flanc nord-est, renversé et écaillé, chemine tout au long de la bordure méridionale de la fenêtre de Barcelonnette, au Sud de l'Ubaye, jusqu'à Méolans. Les écaïlles des Thuiles, au Nord de l'Ubaye, peuvent lui être rattachées.

A l'extrémité la plus méridionale des nappes de l'Embrunais-Ubaye, le promontoire de la montagne d'Autapie est formé, pour sa partie basale tout au moins, par l'une des digitations de la nappe du Pelat.

c) *L'unité des Trois-Evêchés* est constituée, dans le massif des Trois-Evêchés¹⁴ à l'Ouest du Verdon,

¹⁴ Ne pas confondre avec le Pic des Trois-Evêques, sommet de la frontière italienne au Sud de Larche, noté aussi « Trois-Evêchés » sur les cartes de I.G.N.

par des replis ou des écaillés de matériel crétacé supérieur (calcaires planctoniques) et d'un flysch priabonien rappelant celui du Pelat et qui débute aussi par un conglomérat localement très développé (vallée du Lavercq) ; vers le Nord, cette série se complète par le Dogger de l'écaillé du Peyron (Y. GUBLER, 1928, p. 161) ; elle atteint l'Ubaye aux environs du Lauzet et n'apparaît plus, dès lors, que sous la forme d'écaillés écrasées sous le massif du Morgon. Vers le Sud, on peut lui rattacher le chapelet d'écaillés de calcaires planctoniques et de flysch nummulitique sombre qui souligne le contact de base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie ; par extension, les écaillés de position similaire qui entourent l'extrémité nord du massif du Pelat lui sont rattachées.

En fin de compte, le trait le plus curieux de cette unité des Trois-Evêchés est de supporter l'essentiel des affleurements de la nappe de l'Autapie dans tout le domaine de l'Ubaye méridionale. Elle constitue en somme une « pseudo-semelle » à cette nappe singulière.

d) *L'unité du Morgon* (digitation du Morgon de D. SCHNEEGANS), avec sa série très complète, mais peu épaisse, qui débute par le Keuper pour se terminer par un flysch d'âge mal précisé, repose au droit du Lauzet sur les ultimes écaillés de l'unité des Trois-Evêchés par l'intermédiaire d'un coussinet de Flysch de l'Autapie. En fait, sa partie basale est là déjà subdivisée en écaillés dont l'indépendance s'accroît du NW au SE ; la plus basse d'entre elles est celle de « Dramonasc », définie par D. SCHNEEGANS, que l'on peut suivre par son flysch sommital bien plus loin que cet auteur ne le pensait ; jusqu'en rive gauche au Sud de Méolans.

Or, dans cette région, cet élément avant-coureur de l'unité du Morgon vient s'insérer sous le système d'écaillés très redressées qui représente l'unité des Séolanes, alors que la digitation de la Tête de Louis XVI, qui représente le corps principal de l'unité du Morgon, apparaît un peu plus au Nord, comme structuralement supérieure aux Séolanes...

On verra par la suite quelle est l'incidence de ces complications sur l'interprétation paléogéographique et paléotectonique de la zone subbriançonnaise.

e) Enfin, *l'unité des Séolanes* (= pro parte Digitation des Séolanes de D. SCHNEEGANS) est probablement la plus singulière de toutes. Sur des masses calcaires zoogènes du Jurassique très

épaisses, la lacune presque totale du Crétacé sous les grès lutétiens marquant la base d'un flysch argileux sombre lui confère des traits stratigraphiques de style Briançonnais. Cet ensemble est débité en grandes lames subverticales d'où le flysch post-lutétien a généralement été décollé (sauf à la Petite Séolane où il est pincé en synclinal) et qui sont insérées au cœur du synclinal de nappes entre les vallées de l'Ubaye et de la Blanche de Lavercq.

D) UBAYE ORIENTALE ET REVERS ITALIEN DE L'ARGENTERA.

a) *Ecaillés inférieures de Restefonds* (et du massif de la Sanguinière).

Il s'agit d'une multitude d'écaillés et de copeaux parfois très petits qui jalonnent la base des nappes, au-dessus des Grès d'Annot et de leur couverture de « Schistes à blocs » (olisthostromes). Ils offrent un échantillonnage complet des terrains du domaine interne, et ce n'est que par simple commodité que je les range dans la zone subbriançonnaise. Toujours est-il que dans certaines de ces épaves j'ai pu retrouver des niveaux stratigraphiques caractéristiques des séries du Pelat ou du lac d'Allos et de l'unité des Séolanes.

b) *Unités orientales* (secteur italien).

Bien que situées en dehors de l'Embrunais-Ubaye proprement dit, ces unités ont l'intérêt de nous montrer le Subbriançonnais en position « radicale », c'est-à-dire dans des conditions structurales plus simples et probablement plus anciennes que celles qui règnent 30 km plus à l'Ouest. Le système des relais en petits festons y est là encore de règle ; il semble que l'on puisse y distinguer trois ensembles, soit, d'Ouest en Est et dans un ordre descendant ¹⁵ :

- Unité du Monte Giordano, dont la série rappelle celle de Piolit ;
- Unité de la Cima Piconiera, comportant sur un Mésozoïque déjà très calcaire un conglomérat nummulitique analogue à celui des unités du lac d'Allos ou du Pelat ;

¹⁵ Cette région a été étudiée par les auteurs italiens (B. FRANCESCHETTI, 1959 ; F. CARRARO, 1961). Certaines de leurs conclusions diffèrent sensiblement de celles qui sont présentées ici et qui ont été acquises à l'occasion d'une tournée sur le terrain effectuée en 1965 en haute Stura en compagnie de MM. M. GRON et J. ROSSET, qui ont bien voulu m'autoriser à en présenter les grandes lignes. Voir également F. CARRARO, G. V. DAL PIAZ et altri ; 1967.

— Unité du Monte Salé, avec une série de type « Séolane » qui semble se prolonger au Sud-Est de la Stura par l'unité du col de Tende.

3) *Flysch à Helminthoïdes et écailles basales.*

Le Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye relève, comme il a été dit précédemment, de deux nappes distinctes : *la nappe de l'Autapie et la nappe du Parpaillon.*

Ces nappes sont décollées de leur patrie au niveau d'un ensemble de schistes sombres, habituellement désignés sous le nom de « *Complexe de base* » à la suite de M. LANTEAUME (1957).

En Embrunais-Ubaye, ce dénominateur prête à confusion, car un niveau stratigraphique subordonné au « Complexe de base » est connu dans la région de Serenne (Schistes de Serenne, C. K., 1968) à la base de la nappe du Parpaillon. Je lui préfère donc « Complexe schisteux basal », qui peut englober ces deux membres de lithologie assez voisine en fin de compte.

Alors que ce Complexe schisteux basal apparaît presque toujours sous la nappe du Parpaillon, il est exceptionnel sous la nappe de l'Autapie¹⁶.

A) NAPPE DE L'AUTAPIE (C. KERCKHOVE, 1968).

Cette nappe se répartit principalement en une série de « synclinaux » au sein des unités briançonnaises dont elle constitue une pseudo-couverture plus ou moins re-décollée. Quand ce décollement n'existe pas, elle repose alors en concordance apparente au toit du flysch priabonien subbriançonnais par l'intermédiaire d'une formation de « Schistes à blocs » (C. KERCKHOVE, 1963) analogue aux « olisthostromes » définis pour la première fois en Sicile par E. BENEJO (1956).

Quelques affleurements de cette nappe apparaissent comme de simples « olistholites » (ou klippes sédimentaires) insérés dans la couverture de schistes à blocs adhérent aux grès nummulitiques de l'Autochtone.

La nappe est composée de plusieurs formations néocrétacées dont les rapports stratigraphiques restent encore en partie obscurs : il vaut donc

mieux parler de « cortège » que de série de la nappe de l'Autapie.

Dans ce cortège, le faciès « Flysch à Helminthoïdes à dominante calcaire » ne joue qu'un rôle partiel, à côté d'une formation que j'ai appelée « Flysch dissocié » (C. K., 1963) et qui est seule à représenter la nappe au Nord et à l'Est de la fenêtre de Barcelonnette.

B) ÉCAILLES BASALES DE LA NAPPE DE L'AUTAPIE.

Il s'agit généralement de lames de calcaires planctoniques (Néocrétacé, Paléocène ou Priabonien) arrachées aux unités subbriançonnaises voisines, et auxquelles peuvent adhérer des restes de flysch nummulitique.

Des écailles de matériel jurassique ou même triasique s'y associent parfois, surtout à Restefonds.

Il semble également que l'on puisse y ranger les paquets d'ophiolites découvertes en 1961 à l'Est du Paneyron, au-dessus des villages de Serenne (C. K., 1961) : ils sont en effet juxtaposés à des schistes à blocs et à un affleurement de Flysch à Helminthoïdes à faciès « Autapie » reconnus depuis lors.

Les écailles de base de la nappe de l'Autapie restent malgré tout un élément très secondaire de la structure de l'Embrunais-Ubaye, et elles n'ont pas été dessinées sur le schéma au 1/100 000^e. Leur principale particularité est de ne présenter aucun élément d'origine briançonnaise certaine.

C) NAPPE DU PARPAILLON (C. K., 1968).

La nappe du Parpaillon est l'unité structurale la plus élevée de l'Embrunais-Ubaye ; elle peut reposer indifféremment sur l'Autochtone, les éléments subbriançonnais ou sur la nappe de l'Autapie, ainsi que sur la zone briançonnaise.

Son architecture est relativement simple au Nord de la Durance, où existent de grands plis déversés ou couchés vers le SW. En Ubaye, ces plis passent à des structures chevauchantes et le maximum de complications se situe près de la frontière italienne au Sud de Larche.

Elle comporte une digitation supérieure plus ou moins indépendante localisée sur sa marge interne, la « *digitation du Crévoux-Pic* » (C. K., 1962) à laquelle on peut rattacher les klippes de « Grès de l'Embrunais », isolées en pays briançonnais, découvertes simultanément par J. DEBELMAS,

¹⁶ Le « Complexe de base » qui figure sur la feuille Allos de la Carte géologique de la France au 1/50 000^e (Y. GUBLER, 1967) correspond en réalité au faciès « dissocié » du Flysch à Helminthoïdes de la nappe de l'Autapie.

M. LEMOINE (région de Furfande, 1955) et M. GIDON (vallon de Fouillouse, 1955).

D) ECAILLES BASALES DE LA NAPPE DU PARPAILLON.

Ce sont les écaillles de la « cicatrice de Jausiers » de D. SCHNEEGANS (1933) qui soulignent d'un liséré presque continu le contour des affleurements de la nappe du Parpaillon ; ce caractère est particulièrement net au Nord de la fenêtre de Barcelonnette.

Certaines d'entre elles ont été déchaussées par l'érosion et forment actuellement des klipptes généralement coiffées d'un reste de Flysch à Helminthoïdes, comme les Brechs ou le Lan (= Chapeau de Gendarme des cartes officielles) au Sud de Barcelonnette, ou le Pic de Chabrières au Nord de Serre-Ponçon.

La célèbre klippe de la Grande Séolane (reconnue comme lambeau de recouvrement par E. HAUG et W. KILIAN dès 1892), et dont la géométrie est si différente de celle de la Petite Séolane et de la Séolane des Besses voisines, appartient très certainement à ces écaillles basales, bien qu'aucun chapeau de Flysch à Helminthoïdes n'y subsiste maintenant.

Une grande partie de ces lambeaux de poussée est issue du domaine briançonnais, au sens le plus large, ainsi que du domaine propre aux Séolanes.

4) *Bordure interne de l'Embrunais-Ubaye : Zones briançonnaise et piémontaise.*

Servant en quelque sorte de « dossier » aux nappes de l'Embrunais-Ubaye, cette région, que l'on pourrait aussi désigner comme « zones internes axiales », n'est envisagée ici qu'en fonction de ses rapports avec les différentes nappes qu'elle chevauche (Subbriançonnais) ou qui l'ont débordée (Flysch à Helminthoïdes)¹⁷.

¹⁷ Pour le détail de cette région entre Briançon et les hautes vallées italiennes, voir les nombreux articles et mémoires de J. DEBELMAS, M. GIDON et M. LEMOINE, le tome II du *Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot* (mémoire H.S. de la Société géologique de France, 1961), ainsi que le compte rendu de la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Queyras et Briançonnais de 1964 (*C.R. Soc. Géol. Fr.*, II, 1965, p. 433-471) et les feuilles Guillestre (1966) et Embrun (à l'impression) de la Carte géologique de la France au 1/50 000°.

A) ZONE BRIANÇONNAISE.

Sa structure est commandée par la présence d'un niveau de décollement au toit des quartzites du Werfénien (gypses, cargneules et schistes « supra-werféniens ») de sorte que l'on y distingue classiquement une « semelle siliceuse » (Carbonifère, Permien et Trias inférieur) surmontée d'une couverture calcaire (Anisien à Nummulitique) débitée en nombreuses « nappes », mais qui peut avoir conservé son adhérence primitive quand des conditions stratigraphiques particulières font disparaître ce niveau incompetent.

D'autres niveaux de décollement se manifestent plus haut dans la série, plus spécialement à la base des calcaires en plaquettes du Crétacé supérieur ; ceux-ci viennent alors s'accumuler en replis et duplicatures où le flysch terminal ne forme plus que des lanières synclinales (région du col de Larche).

Enfin, c'est parfois le flysch lui-même qui acquiert une indépendance complète : c'est le cas des affleurements de flysch sombre qui s'étendent tout au long de ce que j'appelle la « combe de Vars », entre Guillestre et Fouillouse au SE de l'Ubaye, et qui sont décollés de l'unité briançonnaise voisine (nappe du Châtelet) en raison d'un caractère transgressif originel sur l'ossature jurassique impliquant une forte incompetence entre ces deux ensembles lithologiques.

La structure d'ensemble de la zone briançonnaise résulte d'une série d'événements dont la chronologie reste parfois indéterminée. Ce sont :

- charriages vers l'Ouest ;
- rétrocharriages vers l'Est ;
- bombement général en anticlinal de nappes ;
- fracturation longitudinale intense, dont le rôle a été mis en évidence pour la première fois par J. DEBELMAS (faïlle de la Durance, 1953), mais dont l'importance a peut-être été jusqu'à présent sous-estimée (J.-C. BARFÉTY, M. GIDON et C. KERCKHOVE, 1968).

Cet enchaînement de déformations explique que les rapports du Briançonnais avec les nappes de l'Embrunais-Ubaye soient complexes :

Sur sa marge occidentale, le Briançonnais s'enfonce généralement sous la nappe du Flysch à Helminthoïdes. Cependant, au Nord-Ouest de la Durance, des déformations tardives font que les unités du massif de Gaudent viennent au contraire chevaucher la nappe du Parpaillon. Cette particu-

larité se manifeste d'ailleurs symétriquement, mais à une moindre échelle, entre le col de Larche et le village d'Argentera (C. STURANI et C. KERCKHOVE, 1963)¹⁸.

De même, au cœur de la zone briançonnaise, le Flysch à Helminthoïdes dont il reste des klipptes (voir précédemment p. 36) est chevauché par une digitation briançonnaise de mise en place tardive (unité du Brec de Chambeyron, M. GIDON, 1955).

Sur sa marge orientale, le Briançonnais est généralement rétrocharrié sur la zone piémontaise, par

l'interposition d'un chapelet d'« écailles intermédiaires » (M. LEMOINE, 1961), formées par des échardes d'une semelle siliceuse (avec micaschistes) transgressée directement par le Jurassique ou le Crétacé supérieur (zone d'Acceglio, J. DEBELMAS et M. LEMOINE, 1957).

B) ZONE PIÉMONTAISE.

Elle est représentée par plusieurs unités qui n'ont pas été distinguées sur le schéma au 1/100 000^e.

C'est le domaine des « Schistes lustrés », calcschistes épimétamorphiques à ophiolites, d'âge incertain (Jurassique à Crétacé inférieur), dont une partie du Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye formait peut-être jadis la couverture stratigraphique originelle.

¹⁸ Cette dualité structurale fut jadis la source d'une controverse entre P. TERMIER et W. KILIAN, le premier affirmant que la « Zone du flysch » s'enfonçait sous le Briançonnais, ce qui est bien le cas de Guillestre à Briançon (P. TERMIER, 1899), le second constatant de son côté l'inverse en Ubaye (W. KILIAN, 1899). On verra ultérieurement ce qu'il faut penser.

TROISIÈME PARTIE

LE FLYSCH DES UNITÉS SUBBRIANÇONNAISES ET DE LA BORDURE OCCIDENTALE DU BRIANÇONNAIS ET LE PROBLÈME PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL DU DOMAINE PENNIQUE EXTERNE

I. — Introduction.

L'étude des flyschs du domaine pennique externe conduit à envisager l'existence, à la fin de l'Eocène, en Embrunais-Ubaye, d'un très vaste bassin marin commun aux trois domaines actuellement représentés par l'Autochtone, les unités subbriançonnaises et une partie du Briançonnais.

Il n'est donc pas possible de dissocier le problème des flyschs, qui est surtout d'ordre stratigraphique, de celui de leurs relations avec leur substratum mésozoïque, qui est principalement d'ordre paléotectonique et paléogéographique.

Il est ainsi possible d'en tirer des conclusions plus générales intéressant le problème de la paléogéographie et de la signification du domaine subbriançonnais dont une solution partielle et provisoire est proposée.

Tel sera donc le plan de cette troisième partie où j'aborderai successivement :

— Les problèmes stratigraphiques du flysch subbriançonnais, spécialement en Ubaye méridionale où les conditions d'affleurement sont suffisamment bonnes pour que l'on puisse y établir une série de référence ;

— Le problème du flysch de la bordure occidentale de la zone briançonnaise, où il reste encore beaucoup à chercher pour en comprendre la stratigraphie et la tectonique ;

— Viendra ensuite une esquisse paléogéographique du Nummulitique du domaine pennique externe et l'exposition de quelques idées nouvelles sur la paléogéographie du Subbriançonnais du secteur durancien pendant le Mésozoïque.

II. — Le flysch des unités subbriançonnaises au Sud de l'Ubaye.

1) Introduction.

La difficulté initiale de la recherche géologique en Embrunais-Ubaye est de trouver des coupes bien exposées, dont la structure soit suffisamment simple pour qu'aucune incertitude ne subsiste quant à la succession des assises et à la nature des contacts observés.

Ainsi est-il préférable de ne pas aborder l'étude de la région méridionale de l'Ubaye par la base de l'édifice charrié qui se trouve, comme je l'ai déjà dit, aux environs du lac d'Allos dans le massif du Pelat.

Au contraire, c'est probablement la coupe du versant nord des Trois-Evêchés, dans la haute vallée de la Blanche de Lavercq, qui donne la clef de la plupart des problèmes relatifs à la litho-stratigraphie et à la structure de la « Zone du Flysch », bien que cette coupe appartienne à l'unité des Trois-Evêchés, relativement « élevée ».

Je partirai donc de cette coupe du haut Lavercq pour décrire les différentes séries de type « flysch », au sens le plus large, qui relèvent des unités subbriançonnaises.

Je donnerai d'abord un aperçu rapide des enchaînements lithostratigraphiques avant d'aborder les problèmes plus généraux concernant l'âge¹⁹ et les caractères sédimentaires des séries. Un débat sur l'emploi du mot « flysch » à leur égard viendra ultérieurement.

¹⁹ J'adresse ici mes remerciements les plus sincères à Mme M. NEUMANN et à MM. A. BLONDEAU, M. LYS, J. MAGNE et J. SIGAL pour les précieuses déterminations de microfaunes qu'ils ont bien voulu effectuer sur mes médiocres échantillons.

2) Les séries observées.

A) SÉRIE DE L'UNITÉ DES TROIS-ÈVÊCHÉS.

a) Coupe de la haute vallée du Lavercq (fig. 13).

Cette coupe s'observe commodément le long du sentier de grande randonnée « GR 6 » qui conduit de la maison forestière de Plan Bas au Pas de Gemette, entre le pilier sud de la Grande Séolane et la Tête de la Sestrière (limite des bassins du Lavercq et du Verdon).

La succession des formations y est la suivante, de bas en haut :

GA²⁰ — Grès d'Annot, sommet de l'épaisse série nummulitique autochtone du bassin des Eaux Tortes (plus de 500 m), dépendant de la chaîne de Dourmillouse - Tête de l'Estrop, plongeant de 40° vers le Nord-Est ;

Sab²⁰ — Adhérent en concordance sur le dernier banc de Grès d'Annot, c'est un ensemble de schistes argileux sombres, comportant à la base des intercalations gréseuses centimétriques ; plus haut, la stratification s'efface, les schistes deviennent microbréchiques et des blocs anguleux de grès ou de calcaire assez dispersés y apparaissent. Cet ensemble, qui atteint ici une cinquantaine de mètres, correspond à la formation que j'ai appelée « Schistes à blocs », terminant la série autochtone et sur laquelle je reviendrai ultérieurement (5^e partie).

La série qui vient ensuite est en contact anormal par une surface listrique très nette, accompagnée de broyage, sur les Schistes à blocs : son pendage général a la même direction, mais il est plus fort (50 à 60°) que celui des Grès d'Annot :

1 — *Calcaires planctoniques massifs*, à patine grise, comportant quelques bancs gréseux et de rares silex. En lame mince, ces calcaires montrent une abondance de petites Globigérines et une association de *Globotruncana* indiquant un âge sénonien. L'épaisseur est de l'ordre de 100 m, mais un repli visible

plus haut montre qu'il y a probablement une surépaisseur d'origine structurale.

2 — *Ensemble conglomératique*, ravinant avec une faible discordance angulaire les calcaires sous-jacents. Il s'agit d'un conglomérat polygénique, à blocs et à galets de calcaires divers associés à des galets généralement bien roulés d'une roche de type rhyolitique. Les éléments atteignent plusieurs décimètres de diamètre ; ils sont cimentés par une calcarénite formée du même matériel localement riche en Nummulites. Ce conglomérat, d'épaisseur variable (20 à 50 m), passe rapidement, sans limite nette, au terme suivant :

3 — *Ensemble rythmique* formé d'alternances décimétriques ou centimétriques de calcaires planctoniques et de grès fins, avec des récurrences de microbrèches à petites Nummulites à la base. Les surfaces des dalles de grès sont parfois couvertes de pistes méandri-formes, larges de 2 à 3 centimètres, de type « bilobites ». Après une cinquantaine de mètres de ces alternances, la fréquence et l'épaisseur des bancs de grès augmente très rapidement et on passe en quelques mètres à :

4 — *Ensemble gréseux rythmique*, avec des grès grossiers en bancs métriques ou demi-métriques, alternant avec des séquences centimétriques de grès fin et de pélites sombres. Les bases de bancs montrent une très belle association de figures sédimentaires avec « flûtes, surcharges, rainures, etc. ». Cet ensemble, qui mime certains faciès des Grès d'Annot, atteint ici environ 40 m d'épaisseur et passe rapidement, en quelques mètres, au terme suivant :

5 — *Ensemble de schistes sombres* avec des intercalations de grès en bancs décimétriques à la base, devenant rapidement centimétriques et de moins en moins fréquents. Le dernier banc visible après 25 m de série est une microbrèche à Orthophragmines.

6 — Après quelques décimètres comportant quelques fines intercalations gréseuses qui soulignent encore la stratification, les schistes se chargent en fins débris pélitiques, le litage

²⁰ Ces abréviations sont celles des figures.

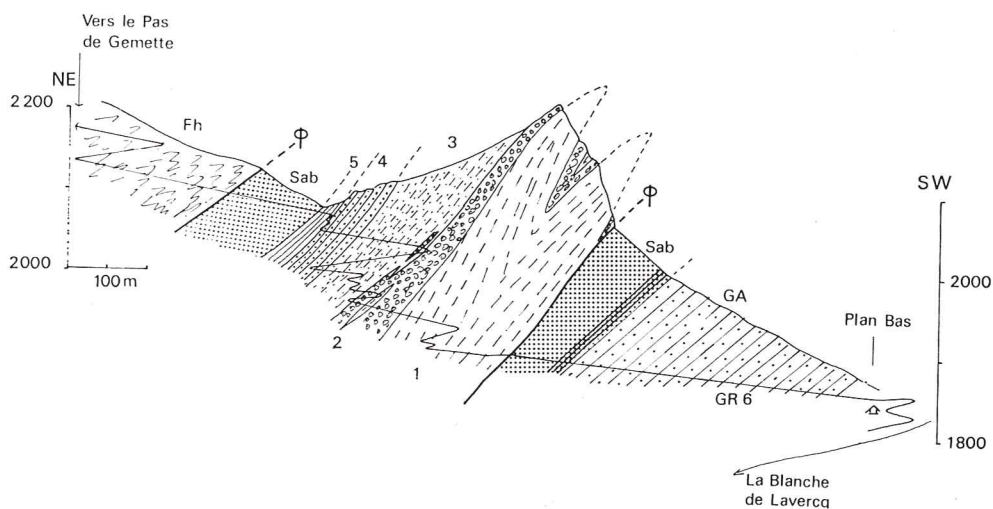
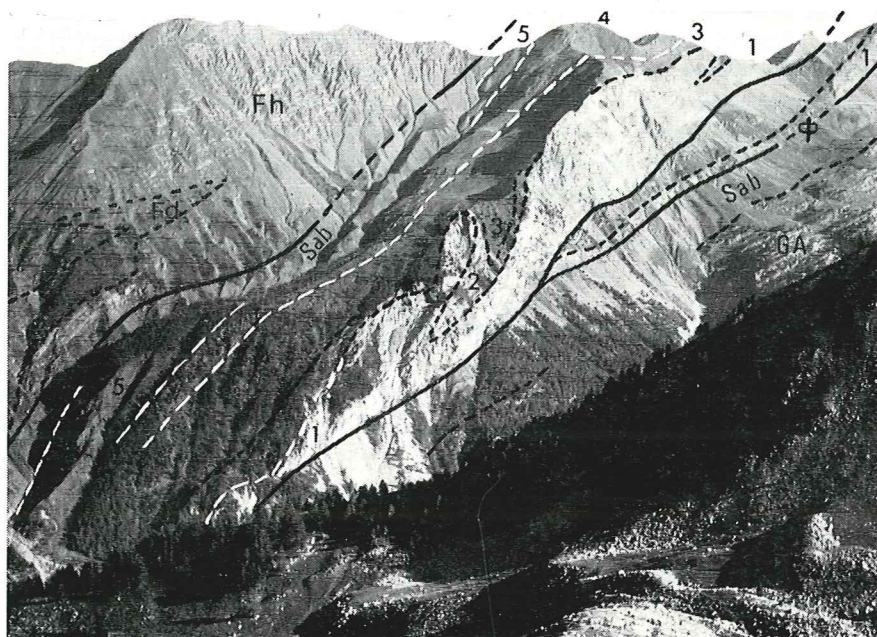


Fig. 13. — Série nummulitique des Trois-Evêchés dans la haute vallée du Lavercq.

Panorama des pentes occidentales du massif des Trois-Evêchés (crête des Courtiens) depuis Plan de Goutier au pied de l'Aupillon, vu en direction de l'Est.

A droite, grandes dalles de Grès d'Annot du bassin des Eaux Tortes. — Au centre, unité sub-briançonnaise des Trois-Evêchés. — A gauche, Flysch à Helminthoïdes de la nappe de l'Autapie, normal (Fh) et dissocié (Fd).

Explications de la coupe dans le texte.

s'efface, des blocs de plus en plus nombreux y apparaissent : on retrouve une formation de *Schistes à blocs* (environ 100 m) identique à celle rencontrée au toit des Grès d'Annot, mais qui adhère ici à la série nummulitique des Trois-Evêchés ; elle affleure dès le fond et surtout en rive droite d'un profond ravin que le sentier franchit à la cote 2 080.

FH — La coupe se termine par plusieurs centaines de mètres d'une série rythmique à séquences grès-calcaires très plissotées, riche en Helminthoïdes, datée du Sénonien par une microfaune abondante dans les niveaux de calcarénites ou de microbrèches.

Bien que reposant ici en concordance apparente et par un contact diffus sur les Schistes à blocs précédents, ce Flysch à Helminthoïdes ne peut donc en aucune manière appartenir à la série nummulitique subbriançonnaise des Trois-Evêchés.

b) *Aussi fruste soit-elle, cette coupe nous montre presque l'essentiel de la géologie de l'Ubaye méridionale.*

On peut en retenir les faits suivants :

— Un Flysch à Helminthoïdes néocrétacé (nappe de l'Autapie) repose en concordance sur une série nummulitique subbriançonnaise, par l'intermédiaire d'une formation de « Schistes à blocs » qui existe aussi au toit des Grès d'Annot autochtones.

— La série nummulitique n'a qu'une puissance modeste, de l'ordre de 250 m, y compris les Schistes à blocs.

— Elle est constituée d'une succession de 4 ensembles lithologiques (conglomérat, ensemble grésocalcaire à pistes, grès massifs et schistes sombres) qui est le thème de toutes les variations observables dans les flyschs subbriançonnais de cette région.

On voit aussi quelles erreurs peuvent découler de la classification lithologique des flyschs adoptée depuis les travaux de J. BOUSSAC ; il y a en effet dans cette coupe :

— deux « flyschs calcaires » : l'ensemble rythmique à pistes et le Flysch à Helminthoïdes, sans compter les calcaires planctoniques du Crétacé supérieur dont la nature exacte a été mise en évidence par Mme Y. GUBLER ;

— trois « flyschs noirs » et même quatre en réalité, si on compte certaines parties du Flysch à Helminthoïdes (flysch dissocié, voir plus loin), l'un d'entre eux appartenant en fait à la série de l'Autochtone ;

— et un « flysch gréseux », très semblable aux Grès d'Annot.

Il faut enfin dès à présent noter que des faciès de *calcaires planctoniques*, que l'on admet généralement comme caractéristiques du Crétacé supérieur et du Paléocène des zones internes, peuvent exister au sein d'une série nummulitique²¹.

c) *Variations latérales de la série des Trois-Evêchés.*

1° En direction du Nord-Ouest (fig. 14 et 15), on assiste à une augmentation rapide de l'épaisseur du conglomérat et de l'ensemble rythmique à pistes, tandis que disparaissent les grès à faciès Annot et se réduisent les schistes noirs sommitaux. La dalle de calcaires néocrétacés, qui marquait la base de l'unité, s'efface dès l'Aupillon (ou le Pillon), par suite d'un étirement tectonique combiné à la discordance du Nummulitique, et ce sont alors les masses du conglomérat, déjà épais d'une centaine de mètres d'épaisseur, qui reposent directement sur les Schistes à blocs de l'Autochtone, en discordance tectonique et non pas stratigraphique²² ; ce conglomérat atteint sa puissance maximale entre les Clarionds et Saint-Barthélemy : 150 à 200 m environ d'un matériel très grossier où les blocs de plusieurs mètres de diamètre ne sont pas rares.

A partir de Saint-Barthélemy, la série subit une rapide réduction d'épaisseur et le conglomérat basal n'est plus représenté, sur les écaïles complexes du massif du Peyron, que par quelques lentilles métriques à la base de l'ensemble à pistes, encore épais (environ 200 m).

Ce dernier ne tarde pas à perdre peu à peu ses bancs gréseux et il passe progressivement aux approches de l'Ubaye, près de Champanastays, à une formation de calcschistes feuilletés à patine rouille, ponctués de Globigérines, mimant les

²¹ Ceci confirme diverses observations faites dans le Briançonnais par M. LEMOINE (1953 b) et C. Sturani (C.S. et C.K., 1963). Cf. chapitre VII, 3^e partie.

²² Cas assez fréquent en Ubaye, et qui ne laisse pas de compliquer la tâche du géologue abordant un tel contact pour la première fois.

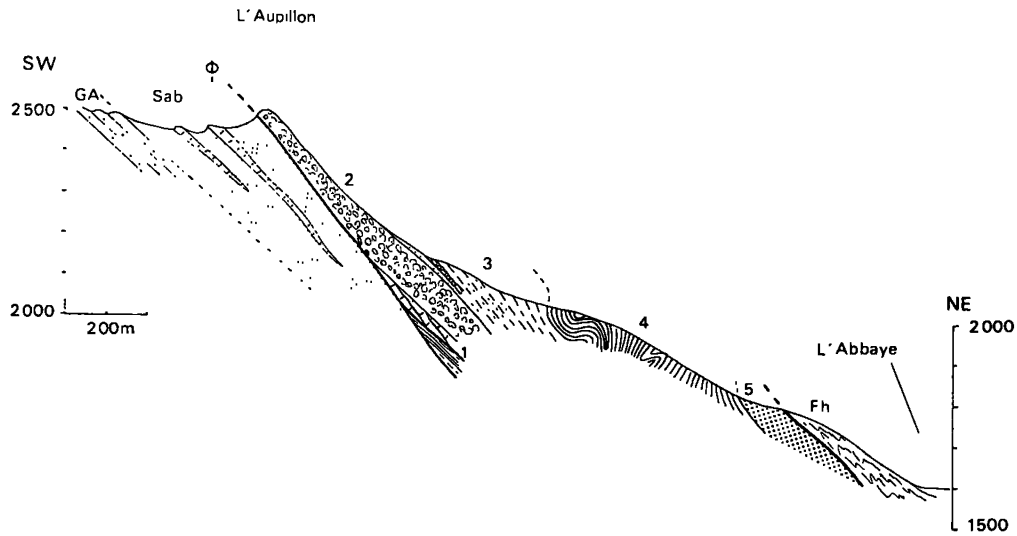


Fig. 14. — Série nummulitique des Trois-Evêchés dans la vallée du Lavercq (Coupe de l'Aupillon).

Même légende que fig. 13.

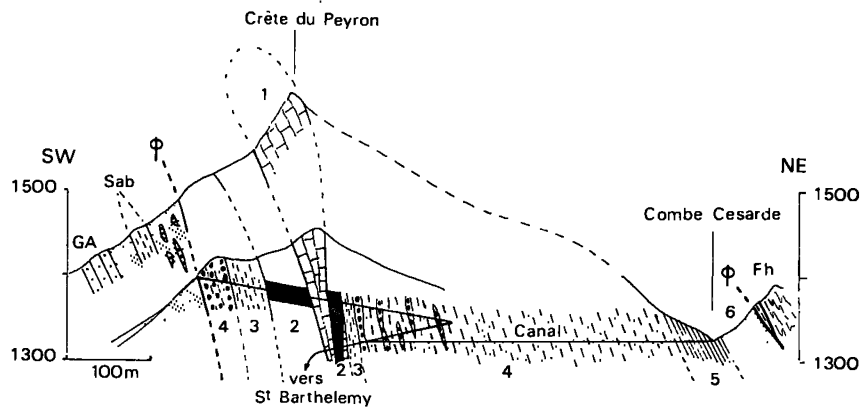


Fig. 15. — Série des Trois-Evêchés à l'Ouest de St-Barthélemy-de-Lavercq, au pied du Peyron.

Autochtone : GA, Grès d'Annot ; Sab, Schistes à blocs, avec olistholites divers.

Unité des Trois-Evêchés : 1, Jurassique moyen ; 2, Schistes argileux noirs (Crétacé « moyen » ?) ; 3, Calcaires planctoniques néocrétacés ; 4, Ensembles rythmiques à pistes, avec lentilles de conglomérats à la base ; 5, Flysch sombre ; 6, Schistes à blocs.

Fh, Flysch à Helminthoïdes de la nappe de l'Autapie.

« Schistes à Globigérines » du Priabonien autochtone, et qui repose sur le Crétacé supérieur par l'intermédiaire de quelques mètres ou quelques décimètres de conglomérat ou de microbrèche à Nummulites et Orthophragmines.

2° En direction du Sud-Est, c'est une légère augmentation de l'épaisseur totale que l'on observe sur l'arête de la Dent des Trois-Evêchés (fig. 16) par suite du renforcement des grès qui se substituent à l'ensemble à pistes dont il ne reste qu'un mètre de calcschistes planctoniques reposant directement sur les calcaires du Crétacé supérieur : le conglomérat est ici réduit à des lentilles centimétriques discontinues de microbrèche à Nummulites.

Plus loin, les complications tectoniques qui, dès le ravin de l'Aiguille, affectent l'unité des Trois-Evêchés dans la haute vallée du Verdon, rendent les coupes généralement indéchiffrables du point de vue stratigraphique.

Enfin, la série des écaïlles qui enveloppent le massif du Pelat sous le Flysch à Helminthoïdes (par exemple au Nord du Bachelard au pied de la Mea et du Lan), et que j'ai tendance à rapporter à l'unité des Trois-Evêchés, montre généralement un ensemble rythmique à pistes, bien développé (100 m ?), reposant par quelques décimètres de microconglomérat à petites Nummulites et Orthophragmines sur des calcaires planctoniques attri-

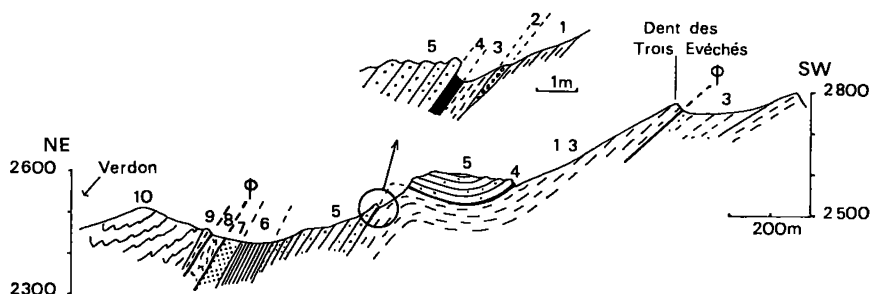


Fig. 16. — Série nummulitique des Trois-Evêchés dans la haute vallée du Verdon (Coupe de la Dent des Trois-Evêchés).

1, Calcaires planctoniques (Crétacé supérieur) ; 2, Conglomérat en lentilles centimétriques, avec petites Nummulites ; 3, Calcaires planctoniques éocènes (équivalent de l'ensemble à piste) ; 4, Schistes noirs charbonneux ; 5, Grès grossiers ; 6, Flysch sombre sommital ; 7, Schistes à blocs.

Nappe de l'Autapie : 8, Flysch dissocié ; 9, Ecaïlle ; 10, Flysch normal.

buables, suivant les points, au Crétacé supérieur ou au Paléocène. Les termes supérieurs schisteux ont été presque toujours décoiffés tectoniquement.

En conclusion, à l'intérieur de son cadre pourtant étroit, cette série des Trois-Evêchés présente déjà de sérieuses variations lithostratigraphiques que l'on va retrouver dans les séries des unités suivantes, où elles seront plus faciles à interpréter.

B) SÉRIE DU LAC D'ALLOS.

J'ai défini en 1965, à la base du massif du Pelat, l'unité structurale du « lac d'Allos » (C. K., 1965, p. 38) en insistant sur son caractère composite : on y observe à la base un empilement d'écaïlles

de matériel mésozoïque souvent emballées dans un flysch sombre et, au sommet, une série nummulitique relativement tranquille qui débute par le célèbre conglomérat du lac d'Allos que W. KILIAN connaissait déjà en 1897, et qui a été décrite par J. BOUSSAC (1912, p. 214).

Ayant revu depuis lors ce secteur particulièrement complexe, j'ai pu constater que des restes d'une couverture nummulitique (microbrèches, grès et calcschistes, schistes brunâtres) adhèrent à certaines écaïlles basales formées de calcaires planctoniques néocrétacés ou paléocènes surmontant parfois des niveaux attribuables au Jurassique supérieur et au Néocomien. Il est donc certain

qu'on est en présence de deux ensembles structuraux et stratigraphiques distincts²³.

La série nummulitique dite du lac d'Allos appartient à l'échelle supérieure, et il vaudrait mieux parler à son propos de série du verrou du lac d'Allos, ou encore de série du Laus²⁴.

a) *Lithologie* (fig. 17).

La coupe montre une succession de trois ensembles :

- 1 — Conglomérat polygénique analogue à celui des Trois - Evêchés, puissant d'au moins 100 m au verrou du lac, mais qui s'amincit vers le Sud (40 m environ à la Tête de Valplane).

Ce conglomérat repose sur divers niveaux de la série mésozoïque :

- dolomies ou gypses triasiques (sous la Tête de Valplane) ;
- calcschistes paléocènes, au verrou du lac (rencontrés en sondages)²⁵ ;
- calcaires planctoniques (colorés en rouge)

²³ Groupés sur un même figuré sur la carte au 1/100 000^e en annexe.

²⁴ Le Laus est un ancien lac comblé par les alluvions du torrent de Méouilles où se termine la route venant d'Allos, à 200 m plus bas et au N du lac.

²⁵ Recherches effectuées par l'E.D.F. en vue de la surrection éventuelle du plan d'eau (projet abandonné).

du Sénonien dans le vallon de Méouilles, au NE du lac ;

- calcaires oolithiques du Jurassique moyen, au N du Mont Monier.

A sa partie supérieure, les blocs et les galets deviennent moins jointifs, et le ciment microbréchique se développe en poches ou en bancs lenticulaires, riches en Nummulites où les grandes formes « lutétiennes » sont fréquentes.

Puis des intercalations pélitiques apparaissent et on passe alors au terme suivant :

- 2 — Ensemble de schistes micacés sombres, à intercalations gréseuses centimétriques, sur environ 170 m au verrou du lac, apparemment moins développés à la Tête de Valplane (60 m ?) ;
- 3 — Ensemble de grès grossiers, débutant brusquement par une série de bancs puissants chacun de plusieurs mètres et dont le premier ravine légèrement les schistes précédents ;
- 4 — Plus loin, les bancs deviennent métriques, puis décimétriques et alternent régulièrement avec des niveaux de schistes sombres à plaquettes gréseuses centimétriques, analogues au terme 2 (environ 100 m), parfois riches en débris charbonneux ;
- 5 — La coupe se termine par une nouvelle série de bancs puissants et jointifs, mimant les Grès d'Annot, avec lesquels on les a con-

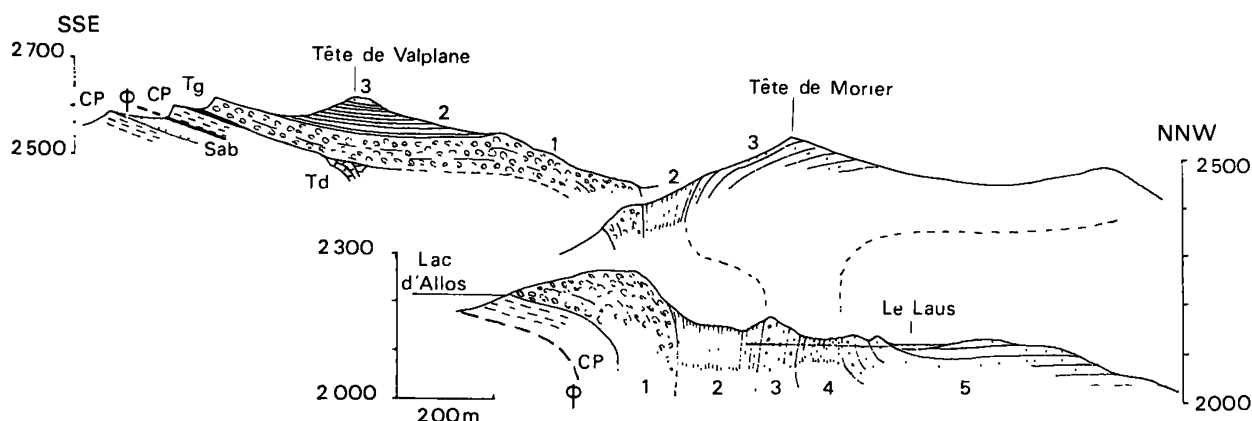


Fig. 17. — Série nummulitique du lac d'Allos.

Soubassement : CP, Calcaires planctoniques (néocrétacé-paléocène) ; Sab, Schistes à blocs ; Tg, Gypses et cargneules triasiques ; Td, Dolomies triasiques. — *Série nummulitique* : 1, Conglomérat polygénique ; 2, Schistes micacés sombres ; 3 à 5, Grès du Laus.

fondus²⁶, et qui forment tout le verrou de la maison forestière du Laus, au Nord de laquelle ils s'enfoncent sous les unités du Pelat.

b) Variations latérales.

Les variations latérales observées dans les environs occidentaux immédiats du lac d'Allos (Tête de Valplane, Tête de Monier) ont été signalées au passage et restent minimes.

Le seul point des nappes de l'Ubaye où l'on retrouve une série comparable par sa lithologie et

sa position structurale est l'écaïlle de la crête de Valdemars, entre l'Autochtone et les unités de la montagne de l'Autapie, à 7 km à l'Ouest d'Allos, dans la haute vallée de la Chasse²⁷ (fig. 18).

On y constate l'apparition de faciès de calcaires et grès à pistes, s'indentant avec l'ensemble de schistes sombres entre le conglomérat basal et les grès analogues à ceux du Laus, et qui terminent la série.

La crête de Valdemars offre donc une série dont les caractères lithologiques sont intermédiaires entre celle des Trois-Evêchés et celle du lac d'Allos.

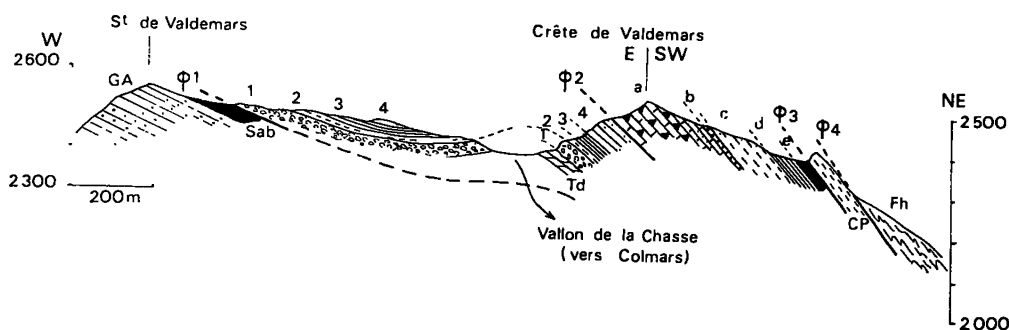


Fig. 18. — Séries nummulitiques des unités du lac d'Allos et du Pelat sur la crête de Valdemars au SW du haut Verdon.

Autochtone : GA, Grès d'Annot ; Sab, Schistes à blocs.

Unité du lac d'Allos : Td, Trias dolomitique ; 1, Conglomérat polygénique ; 2, Calcaires et grès à pistes ; 3, Schistes micacés sombres ; 4, Grès à faciès du Laus.

Unité du Pelat : a, Crétacé supérieur bréchique ; b, Conglomérat lenticulaire, à petites Nummulites ; c, Ensemble rythmique à pistes ; d, Flysch sombre sommital ; e, Schistes à blocs.

Nappe de l'Autapie : CP, Ecaïlle basale (calcaires planctoniques paléocènes) ; Fh, Flysch à Helminthoïdes.

C) SÉRIES DE LA DIGITATION INFÉRIEURE DU PELAT : DIGITATION DE TÊTE RONDE.

a) Introduction.

Malgré les complications parfois extraordinaires qui y règnent, c'est dans le massif du Pelat que se trouvent les solutions de la plupart des problèmes d'ordre stratigraphique concernant le « flysch » de l'Ubaye, solutions à peine entrevues dans la haute vallée du Laverçq, aux Trois-Evêchés.

L'originalité des séries du Pelat réside dans le fait que le flysch nummulitique, très comparable à celui des Trois-Evêchés ou du lac d'Allos, repose

généralement sur une formation détritique épaisse, datée du Crétacé supérieur. Celle-ci, du fait de sa parenté étroite avec certains faciès du flysch nummulitique, et à cause des complications tectoniques qui la font apparaître ou disparaître de façon imprévue, avait échappé avant 1958 aux investiga-

²⁶ Voir à ce propos C.K., 1965, p. 39. Cette confusion subsiste encore sur la feuille Allos au 1/50 000^e en ce qui concerne les affleurements du verrou du Laus.

²⁷ Au col de la Cayolle et à Restefonds, des écaïlles en très mauvais état comportant un conglomérat du type lac d'Allos associé à des schistes bruns représentent probablement des « épaves » de cette unité.

tions des géologues, tout du moins dans le massif du Pelat (Y. GUBLER, J. SIGAL, etc., 1958)²⁸.

Par le moyen d'une cartographie détaillée, j'ai pu en suivre les développements dans tout le massif du Pelat - Cemet - Cheval de Bois, où elle existe dans chacune des trois digitations que j'ai été amené à y distinguer (C. K., 1965), y compris celle de Tête Ronde, la plus basale, où je l'ai découverte ultérieurement.

Cette nouvelle donnée modifie sensiblement la coupe et l'interprétation de l'ensemble que j'ai proposées en 1965.

b) La coupe de Tête Ronde, près du lac d'Allos (fig. 19, 20, 21 et pl. VI).

La « Tête Ronde » est un gros rocher arrondi situé au Nord du lac d'Allos, au pied des premières pentes du Pelat, en rive droite et au débouché du torrent de Méouilles dans la cuvette du Laus. La coupe se développe en remontant le talweg en rive droite, jusqu'aux barres du Pelat et le long de l'arête méridionale de ce sommet jusqu'à 2 600 m d'altitude.

On y observe un soubassement mésozoïque

²⁸ J. BOUSSAC l'avait déjà observée dans la coupe de la montagne de l'Autapie (1912, p. 212) : il en faisait d'ailleurs son argument principal en faveur de l'interprétation du flysch calcaire comme « série compréhensive du Crétacé à l'Auvervien ». Par la suite, ces niveaux à Orbitoïdés et à Rosalines furent généralement considérés comme remaniés dans le « Lutétien » (Y. GUBLER, 1928, p. 105 et suiv.).

dessinant un pli déversé enveloppé par le Nummulitique, ce dernier débutant sur la face orientale par un conglomérat discordant.

1) *Soubassement mésozoïque.* — Il comporte une série assez complète mais d'épaisseur réduite, où l'on distingue, dans l'ordre stratigraphique :

- 1 — Des gypses et cargneules triasiques, injectés le long du contact basal de l'unité, et qui se dilatent dans le cœur de l'anticlinal ;
- 2 — Une brèche charbonneuse à éléments dolomitiques et silex noirs plaquée en série renversée sur :
- 3 — Un ensemble de calcaires graveleux ou oolithiques massifs, à cassure noire fétide, attribuables au Bathonien (Y. GUBLER, 1928, p. 65) (environ 50 m) et surmontés par :
- 4 — Quelques mètres de calcaires argileux finement détritiques, se débitant en feuillets couverts de *Cancellophycus*, que l'on considère généralement comme caractéristiques du « Callovien » des zones internes (*ibid.*, p. 75).

En remontant le ravin de Méouilles, la série se continue par des termes qui avaient échappé à mes prédécesseurs :

- 5 — Calcaires en bancs décimétriques à patine rousse et à cassure noire, puis plus clairs, pétris de Bélemnites, se terminant par un banc bréchique (6 m) ;

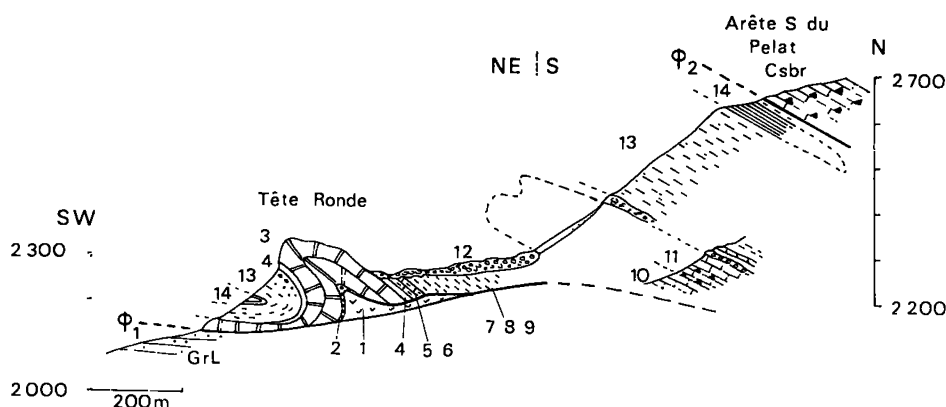


Fig. 19. — Série des unités du Pelat. — Digitation de Tête Ronde (Coupe de Tête Ronde près du lac d'Allos).

Explications dans le texte.

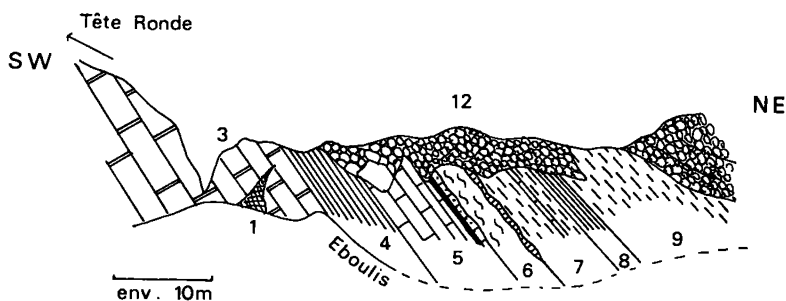


Fig. 20. — Coupe de Tête Ronde (Détail de la face est).

Explications dans le texte.

- 6 — Schistes argileux noir verdâtre (3 m) admettant à leur sommet un ou deux bancs décimétriques lenticulaires et bréchiques et calcaires gris à radiolarites (1 m).

En lame mince, les niveaux calcaires de ces deux ensembles se révèlent être une calcilutite feutrée de spicules de Spongiaires, avec des Calpionelles souvent abondantes, associées à des *Globochetes* : il s'agit donc du Jurassique supérieur sous un faciès assez inhabituel²⁹. Sur le dernier banc calcaire, qui semble raviné, viennent ensuite :

- 7 — 6 m de calcschistes gris ou verts, comportant un banc de calcaire rose à cassure très blanche et qui passent rapidement à :
8 — Schistes gris et noirs (2 m) passant à :
9 — Calcschistes planctoniques gris, verts, rouges, visibles sur une cinquantaine de mètres.

Depuis le terme 7, on est donc dans la série habituelle des calcaires planctoniques qui débuteraient ici au Cénomanién supérieur³⁰ et dont les derniers niveaux colorés semblent attribuables à un Sénonien inférieur ou moyen.

Mais, contrairement à ce que je croyais savoir en 1965, cette série ne se termine pas ici. En effet, si on suit la base du conglomérat nummulitique discordant qui la surmonte (12) et qui des-

sine un pli couché dans les premières pentes du massif, on observe, près de la cascade du torrent du Pelat, sous ce même conglomérat et en position stratigraphique tout à fait normale, les deux termes supplémentaires :

- 10 — Calcaires planctoniques gris clair en bancs demi-métriques, montrant de fines intercalations gréseuses (20 m environ), passant à :
11 — Alternance décimétrique de calcaires planctoniques gris, de grès, calcarénites, microbrèches et brèches polygéniques (riches en éléments centimétriques dolomitiques colorés, leur donnant un aspect de « nougat ») sur environ 40 m.

En lame mince, les calcaires et les calcarénites se montrent extrêmement riches en *Globotruncana* dont l'association est tout à fait comparable à celle des niveaux datés du Maestrichtien dans l'unité du Vallonet.

Le conglomérat nummulitique, ici assez peu développé, repose sur ces termes *sans discordance appréciable*, de sorte que, de loin, il paraît en faire partie comme un simple épisode sédimentaire, ce qui m'a fait croire après d'autres qu'il ne représenterait pas forcément la base du flysch nummulitique (C. K., 1965, p. 41). A cause des éboulis, il n'est malheureusement pas possible d'observer les niveaux qui doivent s'intercaler entre les calcschistes planctoniques versicolores et ces couches détritiques, de sorte qu'il n'est nullement prouvé qu'ils appartiennent à la même colonne stratigraphique : on verra bientôt quelles conséquences il pourrait en résulter du point de vue paléotectonique.

²⁹ J'ai retrouvé ce faciès dans l'écaille de Roche Juan, au pied du massif du Morgon. Il est possible que le dernier banc représente en fait un niveau de remaniement, car M. DURAND-DELGA, qui a étudié un échantillon prélevé au cours d'une tournée commune sur le terrain, m'a dit avoir observé en lame mince des *Nannoconus* évoquant des formes du Barrémien-Aptien...

³⁰ Détermination micropaléontologique de M. MAGNE.

2) *L'enveloppe nummulitique de Tête Ronde.* — Elle débute presque partout par un conglomérat polygénique à Nummulites (12) identique à celui du lac d'Allos, qui atteint 25 à 30 m d'épaisseur en bordure du ravin de Méouilles.

Ce conglomérat, hautement discordant, pénètre en poches creusées dans le substratum jurassique et crétacé (on observe même un énorme bloc de plus de 1 m³ d'un calcaire à Calpionelles logé au fond d'une cavité), et contourne le rocher de Tête Ronde par le Nord où il affleure en position inverse sous les calcaires bathoniens, tout en diminuant très rapidement d'épaisseur.

Sur la face ouest (fig. 21) il se dilue dans un ensemble de calcschistes à Globigérines (13 a) renversés et en contact direct avec les calcaires à *Cancellophycus*. Dans le cœur du synclinal, seuls quelques galets ou graviers centimétriques permettent de distinguer ces deux niveaux l'un de l'autre³¹.

On passe ensuite à :

13 b — Ensemble rythmique de calcaires planctoniques et de grès en bancs décimétriques, comportant quelques bancs métriques de brèches, microbrèches et calcaires à petites Nummulites (40 à 50 m) et se terminant par :

13 c — Un ou deux bancs de conglomérats polygéniques lenticulaires (4 à 5 m).

Dans la face sud du Pelat, cette série est nettement dilatée (250 m environ) et plus monotone ; elle y prend un faciès comparable à celui de la série rythmique à pistes des Trois-Evêchés.

14 — Le terme ultime de la série de Tête Ronde est un flysch schisto-gréseux sombre, contenant encore, dans sa partie basale, des bancs lenticulaires de microbrèches à Nummulites, dont il ne reste qu'une dizaine de mètres dans le cœur du synclinal de Tête Ronde et qui, sur l'arête sud du Pelat, détermine vers 2 600 m un léger replat sous l'unité chevau-chante du Vallonet.

Du point de vue lithologique, on voit donc que la série nummulitique de l'unité de Tête Ronde comporte le même enchaînement de 4 formations que celle des Trois-Evêchés.

³¹ Une schistosité de plan axial qui recoupe le contact contribue encore à effacer complètement ce joint stratigraphique majeur...

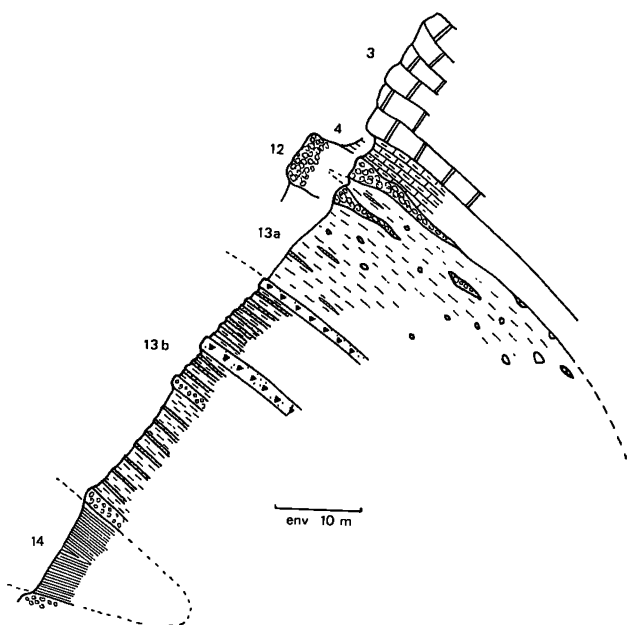


Fig. 21. — Détail de la face ouest de Tête Ronde (Massif du Pelat).

3, Calcaire gris oolithique (Bathonien).

4, Calcaire argileux feuilleté à *Cancellophycus* et fragments d'ammonites (« Callovien »).

12, Conglomérat polygénique, avec matériel rhyolitique, en lentilles puis en galets isolés dans :

13 a, Calcschistes à *Globorotalia* à lentilles centimétriques de calcarénite à petites Nummulites (*N. cf. chavannesi* de La Harpe) (limite Lutétien - Priabonien).

13 b, Ensemble rythmique de calcschistes planctoniques et de grès à pistes en bancs centimétriques, avec quelques bancs de brèches, conglomérats et microbrèches en bancs décimétriques à métriques, avec dès la base : *Nummulites striatus* Bruguière, *Nummulites chavannesi* de La Harpe, *Nummulites millecaput* Boubée (formes cassées remaniées), *Sphaerogypsina globulus* Reuss (Priabonien inférieur).

14, Flysch schisto-gréseux sombre terminal (Priabonien).

Par ailleurs, la coupe du rocher montre clairement que le conglomérat n'est qu'un simple accident sédimentaire de la base de l'ensemble rythmique gréso-calcaire à pistes.

c) *Variations latérales de la série de Tête Ronde vers le Nord.*

On peut suivre cette série tout au long du versant occidental du massif du Pelat et du Cheval de Bois, de même qu'on la retrouve au pied des pentes orientales du Cemet, en bordure de la vallée du Bachelard.

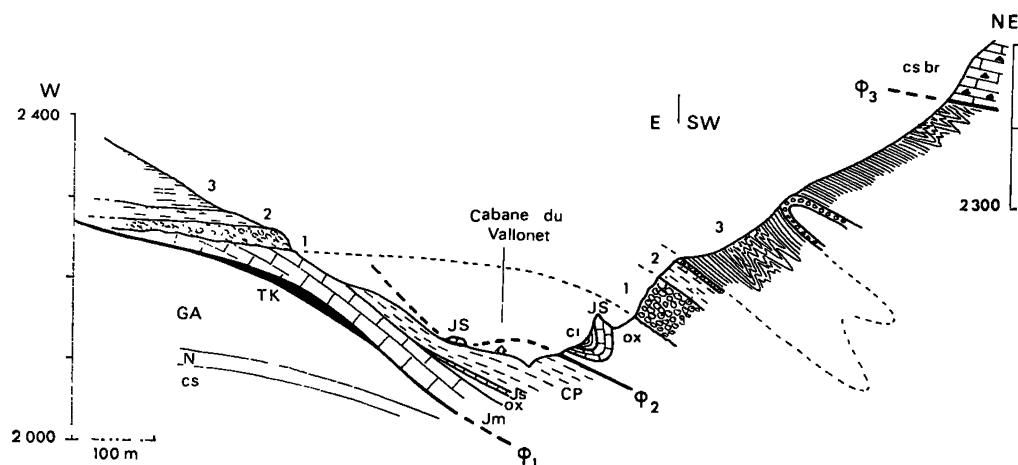


Fig. 22. — Série des unités du Pelat. — Digitation de Tête Ronde (Coupe du Vallonet).

Autochtone : Cs, Crétacé supérieur ; N, Calcaire et marnes nummulitiques ; GA, Grès d'Annot.
Semelle mésozoïque de l'Unité de Tête Ronde : TK, Gypses et cargneules ; JM, Calcaires du Jurassique moyen ; Ox, Schistes noirs oxfordiens ; Js, Calcaires « tithoniques » ; Ci, Néocomien ; CP, Calcaires planctoniques néocrétacés.

Nummulitique de Tête Ronde : 1, Conglomérat ; 2, Ensemble à pistes, avec banc de conglomérat sommital ; 3, Flysch sombre terminal.

Unité du Vallonet : Cs br, Crétacé supérieur bréchiq.

Φ_1 , Contact général des nappes ; Φ_2 , Contact anormal pouvant être anté-lutétien supérieur.

D'une façon générale, elle a tendance à perdre sa semelle mésozoïque qui apparaît pour la dernière fois dans le bas du Vallonet (fig. 22) (au pied de l'arête SW du Pelat) ; on y découvre un empilement d'écaillés formées de matériel jurassique et crétacé, de géométrie très complexe ; leur rapport avec le conglomérat nummulitique n'est pas sans poser des problèmes : cette question fera l'objet d'un prochain paragraphe.

On n'y observe en tout cas aucune trace de la formation détritique du Sénonien supérieur, décrite sous les barres du Pelat.

Plus au Nord, le cisaillement basal fait rapidement disparaître le conglomérat, puis l'ensemble à pistes, et seul subsiste le flysch sombre sommital, qui peut atteindre 200 m de puissance (fig. 26).

Sur le versant du Bachelard, au bas de l'arête nord du Cemet, la croupe du Lavanchier est constituée d'un ensemble à pistes presque totalement envahi par les faciès conglomératiques (sur environ 300 m d'épaisseur) sous un reste de flysch sombre qui souligne le chevauchement de la masse du Cemet.

D) SÉRIES DES DIGITATIONS SUPÉRIEURES DU PELAT : VALLONET ET CHEVAL DE BOIS.

Ces séries ne montrent guère que de simples variations sur le thème de celle de Tête Ronde.

Elles sont généralement dépourvues de semelle jurassique, mais la série détritique du Crétacé supérieur y acquiert une grande épaisseur.

a) *Coupe de l'arête méridionale du Pelat* au-dessus de 2 600 m (fig. 23 et pl. VI).

La formation néocrétacée détritique (1 à 3), en contact anormal sur la série de Tête Ronde, y atteint près de 300 m et comporte plusieurs niveaux de brèches polygéniques à éléments uniquement sédimentaires, parfois riches en Orbitoïdes et en prismes d'Inocérammes, interstratifiés dans des calcaires planctoniques à *Globotruncana* et à petites Globigérines. Cette microfaune³² indique, de la base au sommet, le Maestrichtien.

³² *Orbitoïdes cf. apiculata*, *Siderolites calcitrapoïdes* Lam., *Globotruncana stuarti* de Lapp., *Globotruncana arca* Cushm., Gumbelines et Globigérines à test fin, etc. (Dét. J. SIGAL).

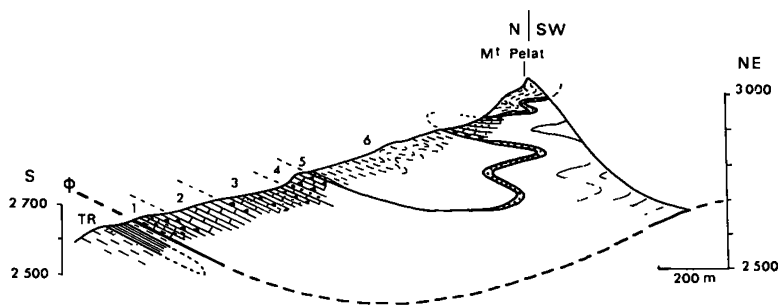


Fig. 23. — Série des unités du Pelat. — Digitation du Vallonet (Coupe de l'Arête méridionale du Pelat).

1, Calcaires et brèches polygéniques ; 2, Calcaires planctoniques massifs ; 3, Calcaires, brèches et calcarénites (Maestrichtien) ; 4, Grès calcaires et microconglomérats, calcaires et calcarénites à Operculines et Discocyclines (Paléocène) ; 5, Conglomérat polygénique à éléments cristallins et Nummulites, lenticulaire ; 6, Ensemble rythmique à pistes. — TR, Digitation de Tête Ronde.

Cette coupe se raccorde à celle de la fig. 19.

Elle est surmontée par un ensemble de 50 m environ (terme 4) formant corniche, plus riche en grès et en microconglomérats (toujours sans éléments cristallins), alternant avec des calcaires planctoniques en gros bancs demi-métriques ; cet ensemble comporte quelques niveaux de calcarénites à Operculines et Discocyclines et représente le Paléocène³³.

Par-dessus vient un ensemble de calcaires, de brèches et de grès à petites Nummulites en bancs décimétriques avec plusieurs intercalations lenticulaires de conglomérat polygénique où apparaissent les premiers galets d'éruptif (granite, rhyolite) (terme 5) qui passe rapidement à une alternance de calcschistes et de grès en petits bancs représentant « l'ensemble à pistes » (terme 6).

Il faut noter l'absence de discordance, à l'échelle de l'affleurement tout au moins, entre les termes paléocènes et nummulitiques et l'apparition simultanée des Nummulites et du matériel éruptif.

b) Coupe du Vallonet (fig. 24 et 25).

C'est le seul point de tout le massif du Pelat où il soit possible d'observer un contact normal entre la semelle jurassique et le « flysch » (*s. latissimo*) de cette digitation.

Cette semelle se résume à un affleurement rocheux de 20 × 100 m situé à 2 300 m d'altitude dans le talweg du Vallonet, à l'Ouest du Pelat.

Le détail en est donné sur la figure 25 : il s'agit d'une série très réduite, comportant essentiellement un ensemble triasique basal et une corniche de calcaires du Jurassique moyen.

Les formations détritiques qui viennent ensuite comprennent d'abord :

- 8 — Des brèches polygéniques à éléments uniquement sédimentaires (2,3 m) ;
- 9 — Un ensemble de calcaires blonds en plaquettes, de calcarénites et de lentilles de brèches à aspect de « nougat » (20 m), passant à :
- 10 — Un ensemble de calcaires planctoniques à bancs siliceux et enduits glauconieux, avec des lentilles de calcarénites et de micro-brèches (10 m), passant à :
- 11 — Une dizaine de mètres de calcschistes planctoniques gris et tendres, avec des graviers calcaires ;
- 12 — Enfin quelques mètres de calcaires planctoniques en gros bancs décimétriques.

La base de cette série a fourni, au-dessus des brèches qui encroûtent le Jurassique, des micro-faunes malheureusement non dégageables, indiquant le Turonien supérieur - Coniacien ; les cal-

³³ *Operculina heberti* Munier Chalmas, *Discocyclina seunesi* H. Douvillé, *Planorbulina antiqua* Mangin (Dét. M. NEUMANN).

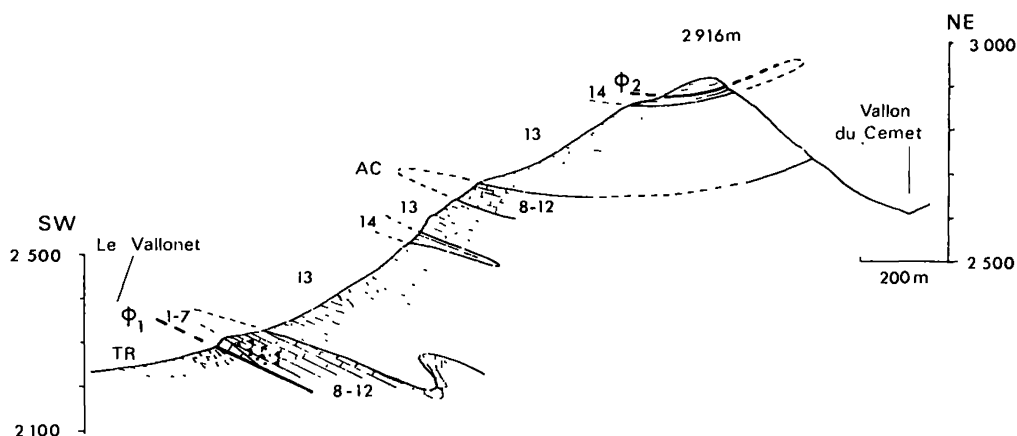


Fig. 24. — Série des unités du Pelat. — Digitation du Vallonet (Coupe du versant SW du massif du Pelat).

1-7, Semelle mésozoïque (détail dans la fig. 25) ; 8-12, Crétacé supérieur ; 13-14, Nummulitique (explications dans le texte).

Φ₁, Chevauchement sur la digitation de Tête Ronde (TR) ; Φ₂, Amorce de la digitation du Cheval de Bois.

caires terminaux montrent en lame mince une association de *Globotruncana* du Sénonien plutôt élevé³⁴.

³⁴ Déterminations de M. MAGNÉ.

Les termes qui viennent ensuite sont attribuables au Nummulitique :

13 — Sur 20 m environ, accumulation désordonnée de brèches, microbrèches ou conglomérats à petites Nummulites et Orthophrag-

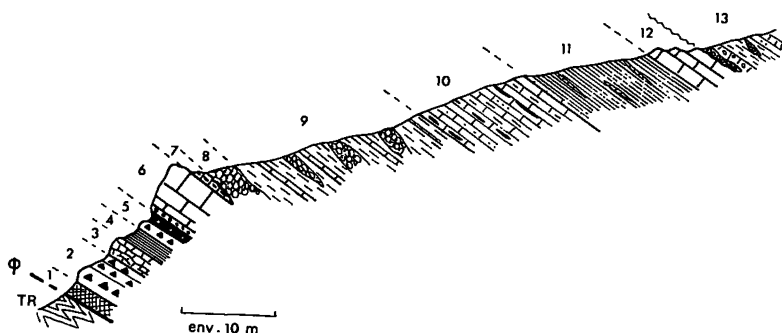


Fig. 25. — Détail de la coupe de la digitation du Vallonet (versant SW du Pelat).

TR, Flysch sommital de l'Unité de Tête Ronde. — 1, Zone broyée, avec cargneules ; 2, Brèche à éléments dolomitiques et calcaires noirs ; 3, Calcaire noir graveleux fétide ; 4, Schistes charbonneux ; 5, Brèches à éléments dolomitiques dans un ciment pélitique vert (Cinérites ?) ; 6, Calcaires oolithiques fétides à patine grise, massifs, avec brèches basales (Bathonien) ; 7, Calcaire à grain fin (Jurassique supérieur ?) ; 8 à 13, Explications dans le texte.

De 1 à 5 : Trias supérieur-Lias (?).

mines, en bancs lenticulaires décimétriques ou centimétriques dans une matrice de calcaire argileux à Globigérines (comme à Tête Ronde) ;

— viennent ensuite 250 à 300 m d'alternances régulières de calcaires planctoniques et de grès à pistes, qui se terminent par quelques mètres de conglomérats et brèches à grandes Nummulites brisées marquant le début du flysch sombre terminal.

En conclusion, cette coupe met en évidence :

- une discordance du Crétacé supérieur détritique, débutant par des niveaux attribuables à la limite Turonien-Sénonien, sur le Jurassique de l'écaille du Vallonet ;
- une réduction considérable de ce Crétacé supérieur (environ 50 m) par rapport à celui de l'arête sud du Pelat (300 m), du fait de la discordance du Nummulitique qui n'est visible qu'à grande échelle³⁵ ;
- le caractère de plus en plus lenticulaire du conglomérat nummulitique.

c) *Variations latérales de la série de la digitation du Vallonet.*

En direction du Nord-Ouest (fig. 26 et 27), dans le massif du Cheval de Bois, on assiste à l'effacement progressif des faciès bréchiqes du Crétacé supérieur qui n'est généralement plus représenté que par des calcaires planctoniques en bancs massifs ou déjà feuilletés ; ceux-ci surmontent parfois un niveau énigmatique de schistes siliceux noirs (associés à des brèches à éléments dolomitiques) qui semblent jouer un rôle de niveau de décollement pour la série.

Les termes nummulitiques ne varient guère, mais le conglomérat tend à disparaître complètement dans l'unité du Cheval de Bois.

Au Nord-Est aussi bien qu'à l'Ouest et au Sud-Ouest, c'est ce dernier caractère qui devient de règle, et les niveaux paléocènes sont conservés.

En effet, dans la région de Cemet comme à Roche Grande au Nord d'Allos et sur le versant occidental de la montagne d'Autapie, il devient

pratiquement impossible de distinguer dans les parois une limite quelconque entre la série néocrétacée et la série nummulitique. Seule une coupe banc par banc permet de reconnaître que là encore existe une discontinuité, marquée par quelques décimètres ou centimètres de conglomérat à petites Nummulites, entre ces deux ensembles de lithologie analogue³⁶.

Il serait fastidieux de décrire en détail ces nouvelles coupes (voir fig. 28, 29). Je signalerai seulement que des schistes à blocs terminent localement le flysch sombre dans les unités du soubassement de l'Autapie (fig. 18).

E) CONCLUSION.

Ce tour d'horizon rapide des séries observables dans les unités subbriançonnaises de l'Ubaye méridionale montre que, sous un ensemble de trois ou quatre formations nummulitiques (conglomérat, ensemble à pistes, grès et flysch sombre) dont les caractères sont homogènes d'une unité à l'autre, une autre formation néocrétacée détritique participe souvent à ce que l'on a jusqu'à présent appelé « Flysch de l'Ubaye ». Cette formation est particulièrement bien développée dans le massif du Pelat.

3) *La formation néocrétacée-paléocène du Pelat.*

A) LITHOLOGIE.

Cette formation se caractérise par sa diversité lithologique ; il n'est pas possible d'y opérer des subdivisions cartographiables.

a) *Conglomérats.*

Les conglomérats à matériel roulé se localisent à la partie basale ; le seul point où ils aient été observés se situe au contact du Mésozoïque de l'écaille du Vallonet et à proximité immédiate, où ils se développent en lentilles dans des calcaires planctoniques datés de la limite Turonien-Sénonien (fig. 25).

³⁵ Elle apparaît assez bien sur un levé au 1/20 000^e ainsi que sur photo aérienne verticale, et encore mieux par observation aérienne directe des parois méridionales du Pelat.

³⁶ Le seul changement lithologique cartographiable est celui qui se produit à la base de l'ensemble rythmique à pistes, nettement au dessus de la base du Nummulitique.

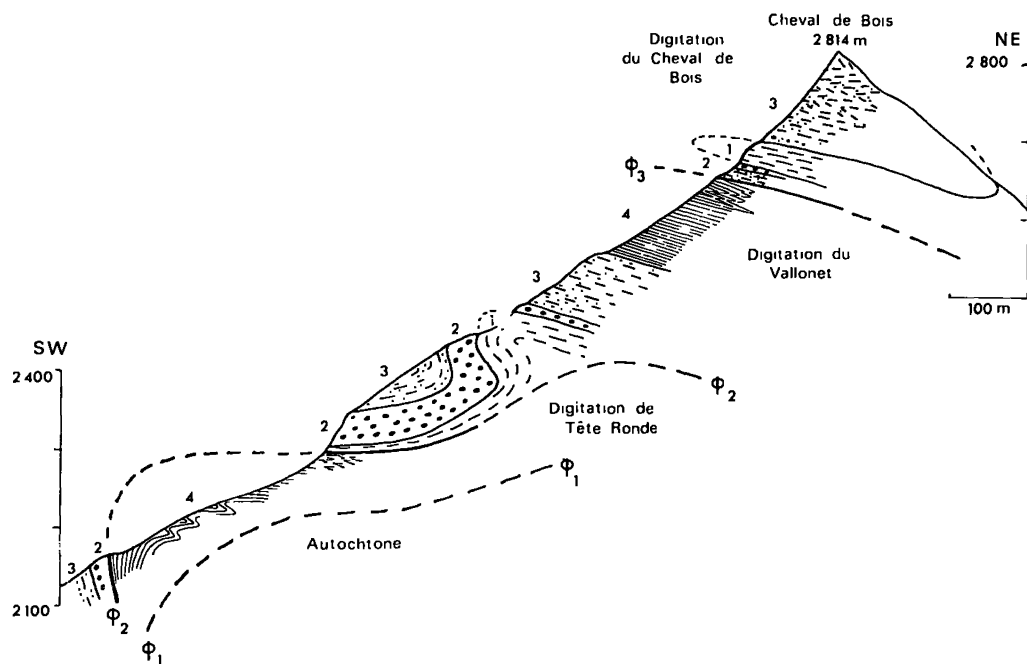


Fig. 26. — Série des unités du Pelat (face sud-ouest du Cheval de Bois).

1, Crétacé supérieur : calcaires planctoniques, avec lentilles bréchiques ; 2, Conglomérat polygénique ; 3, Ensemble rythmique à pistes ; 4, Flysch sombre sommital.

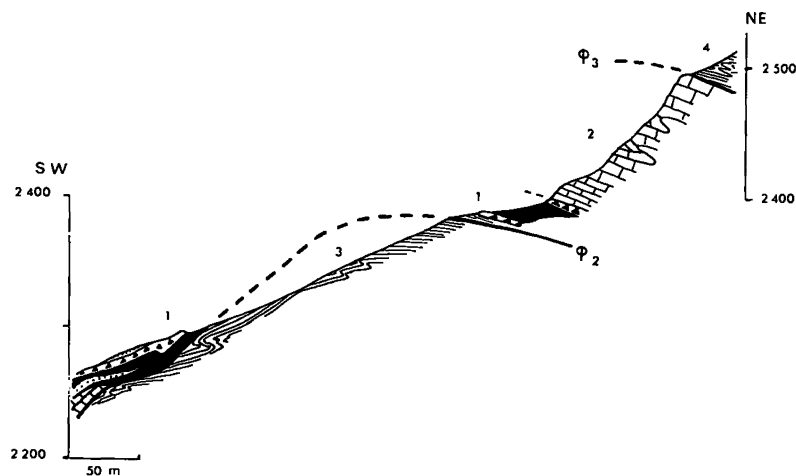


Fig. 27. — Série des unités du Pelat.

Détail de la base de la série de la digitation du Vallonet dans la face SW du massif du Cheval de Bois.

1, Schistes noirs et brèche à éléments dolomitiques, avec grès (Sénonien) ; 2, Calcaires planctoniques massifs (Maestrichtien) ; 3, Flysch sombre terminal de la digitation de Tête Ronde ; 4, Flysch sombre terminal décollé (écaille intermédiaire entre les digitations du Vallonet et du Cheval de Bois).

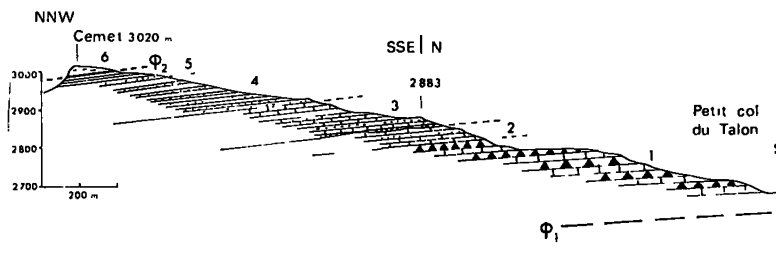


Fig. 28. — Coupe de l'arête sud du Cemet.

1, Alternances décimétriques à métriques de calcaires planctoniques gris compact, calcaires détritiques à silex noirs, grès, microbrèches et brèches à éléments centimétriques « nougat ». A 2 820 m d'altitude, bancs microbréchiques ayant fourni *Omphalocycles macroporus* (Lmk), avec *Navarella* sp., débris d'inocérames, *Globotruncana* cf. *stuarti*, etc. (Maestrichtien) (env. 250 m).

2, Alternances décimétriques de calcaires planctoniques et de microbrèches à Orthophragmines (*Discocyclus seunesi* H. Douv., *Asterodiscus* sp., et Orbitoïdes remaniés (Paléocène, 40 m).

3, Calcaires planctoniques en bancs décimétriques avec intercalations irrégulières de microconglomérats, de microbrèches et de grès parfois granoclassés, en bancs décimétriques ou centimétriques. Les bancs détritiques contiennent dès la base une association d'Orthophragmines, de Globorotalia et de petites Nummulites (*Nummulites* cf. *chavannesi*) datant le Lutétien supérieur ou le Priabonien inférieur (env. 100 m).

4, Ensemble rythmique à pistes : alternance de calcaires planctoniques feuilletés et de grès souvent granoclassés d'abord en bancs décimétriques, puis en plaques centimétriques (env. 70 m).

5, Flysch schisto gréseux sombre débutant par un ou deux bancs de grès décimétriques à Orthophragmines (*Discocyclus sella* d'Archiac, *Asterodiscus stellatus* d'Archiac, *Assilina* sp. et petites Nummulites (Priabonien), sur 20 m et de plus en plus froissé.

6, Klippe sommitale (calcaires planctoniques verts et rouges paléocènes).

Matériel :

- dolomies ocre à grain fin (Trias moyen et supérieur) ;
- calcaires gris oolithiques ou graveleux à Poly-piers, à cassure très noire (Bathonien) ;
- calcaires gris à Spongiaires silicifiés (probablement Jurassique supérieur) ;
- calcaires gris-bleu, lithographiques, montrant des *Calpionelles* en lame mince (Jurassique supérieur).

Ce matériel se présente en galets assez mal roulés, de dimension excédant rarement 50 cm, et dont l'aplatissement est peu sensible.

Ciment. — C'est une matrice de microbrèche ou de calcaire argileux planctonique finement détritique.

b) Brèches.

On les rencontre à tous les niveaux de la formation, en bancs réguliers décimétriques à métriques qui atteignent exceptionnellement plusieurs mètres

de puissance dans les gorges du Bachelard avec des blocs pouvant dépasser 20 cm de diamètre³⁷.

Ces bancs grossiers sont toujours intercalés avec des niveaux de grès, de calcarénites ou de calcaires planctoniques.

Quand les éléments détritiques en sont centimétriques et assez bien classés, ce qui est généralement le cas, ces brèches riches en dolomies ocre et en calcaires gris ou bleutés prennent l'aspect de « nougat » (C. K., 1965, p. 42).

Matériel. — C'est celui des conglomérats de base, mais plus diversifié :

- dolomie de couleur ocre ou jaune du Trias, très abondante ;

³⁷ Ces brèches avaient été remarquées dès 1894 par E. HAUG et W. KILIAN qui les avaient assimilées aux « Brèches du Télégraphe » et les considéraient comme liasiques. J. BOUSSAC, pour son compte, observa qu'elles contenaient des morceaux de « calcaire oolithique du Jurassique supérieur urgoniforme » (en fait du Jurassique moyen) « qui suffiraient à prouver un âge plus récent » (1912, p. 216).

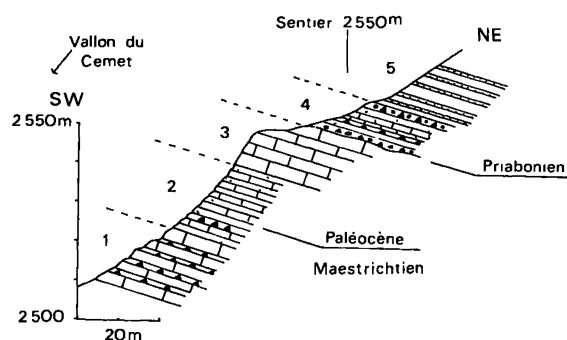


Fig. 29. — Termes de passage du Crétacé au Tertiaire dans le vallon du Cemet (Massif du Pelat, Ubaye).

- 1, Calcaires planctoniques en bancs de 30 à 50 cm, avec grès et brèches.
- 2, Alternances décimétriques de calcaires planctoniques, calcaires à silex et grès granoclassés, avec brèches à *Orbitoides media* d'Arch. et *Lepidorbitoides* sp. à la base (Maestrichtien), et à *Discocyclina seunesi* H. Douv. et *Planorbulina antiqua* après 10 m environ (Paléocène) (20 m).
- 3, Calcaires planctoniques à Globorotalia, en bancs demi-métriques (15 m).
- 4, Calcaires à graviers, brèches à éléments centimétriques avec débris de rhyolites, grès et microbrèches à *Nummulites chavannesi* de La Harpe, *N. incrassatus* de La Harpe, *N. perforatus* Montfort (remaniées), *Assilines* remaniées et *Orthophragmines* (*Discocyclina* cf. *sella* ?) (Priabonien) (environ 10 m) passant à :
- 5, Début de l'ensemble rythmique à pistes.

- calcaire gris oolithique à cassure sombre, avec débris de Lamellibranches et parfois de Polypiers. En lame mince, c'est une calcarénite à oolithes, « pellets » et débris organiques divers dans un ciment de calcaire argileux sombre, contenant des *Milioles*, *Textulariides* et *Bryozoaires* (faciès habituel du Bathonien briançonnais ou subbriançonnais) ;
- calcaire gris-bleu à grain fin, à Calpionelles ;
- calcaire identique, mais à Radiolaires calcitisés et à « filaments » ;
- calcaire gris à Spongiaires silicifiés ;
- calcaire à silex.

Ces quatre faciès sont tous attribuables au Jurassique supérieur.

Il faut mentionner spécialement des graviers ou blocs d'un calcaire gris clair qui, en lame mince, apparaît comme un calcaire légèrement cristallin, avec des plages dolomitiques et des sections tubulaires plus ou moins effacées évoquant des Diplopores.

Il s'agit donc probablement de calcaires du Trias moyen de type briançonnais, dont la présence ici, en association avec les dolomies ocre, est en fin de compte assez naturelle.

Enfin, quelques graviers de calcaires à *Globigérines* et *Globotruncana*, reconnaissables seulement en plaque mince, indiquent que des remaniements affectent la formation elle-même.

A côté de ce matériel exclusivement calcaire, on note également :

- de nombreux grains ou graviers de silex et peut-être de radiolarites, noirs ou rosés, ainsi que du quartz en grains millimétriques arrondis ;
- une abondance de fragments de tests d'*Inocerames*, des débris de Lamellibranches et parfois de gros Foraminifères benthoniques, figurant aussi bien comme éléments clastiques que comme constituants du ciment.

Ce matériel détritique se présente en blocs et graviers généralement assez anguleux, mais avec une certaine proportion de graviers déjà arrondis dans les petites tailles.

Ciment. — Le ciment est le plus généralement formé de calcaire planctonique passant irrégulièrement à un calcaire gréseux ou à une microbrèche.

Cependant, les schistes pélitiques noirs qui semblent marquer parfois la base de la série sur le versant SW du massif du Pelat comportent quelques lentilles de brèches à éléments de dolomies et de calcaires cimentés par ces pélites azoïques³⁸.

Les brèches de la série néocrétacée du Pelat forment rarement des amas lenticulaires (base de la série, face sud-ouest du Cheval de Bois, fig. 27).

Elles se présentent au contraire en bancs de puissance constante à l'échelle d'un affleurement, avec toit et murs nets, sans figures ou sculptures basales. Le graded-bedding y est exceptionnel. Par contre, la proportion entre le ciment et les éléments clastiques y subit des variations latérales considérables et on peut ainsi observer tous les intermédiaires entre une brèche à éléments jointifs et un calcaire planctonique à graviers isolés, ce

³⁸ Ce pourrait être là l'équivalent des schistes noirs attribués au Crétacé inférieur (Aptien-Albien ?) connus dans le Briançonnais, près de Champcella (J. DEBELMAS, 1955, p. 69 et 70), et que l'on observe en fin de compte assez souvent à la base des calcaires en plaquettes (env. de Larche ; cf. coupe de la Signoura, fig. 39) où ils servent de niveau de décollement.

passage s'opérant dans un banc de puissance constante. Ces intrications s'observent parfois à l'échelle d'une plaque mince.

c) *Microbrèches, grès et calcarénites* (pl. III).

Le matériel est le même que celui des brèches, mais les grains de quartz et les débris organiques y sont plus abondants ; de la glauconie détritique y apparaît également.

Les Foraminifères benthoniques (Orbitoïdes, Discocyclines, Operculines) y sont associés aux formes pélagiques (Globorotalidés, Globigérines), mais leur répartition se fait en fonction de la granulométrie du sédiment, indiquant des remaniements depuis des couches déjà déposées ou situées sur la bordure du bassin.

Les calcarénites apparaissent en lame mince comme formés uniquement de débris organiques : Foraminifères, plaques d'Echinodermes, Bryozoaires, Algues (Mélobésiées), fragments de tests de Lamellibranches, prismes d'Inocérames, débris de Polypiers et même *Microcodium* en globules isolés (niveaux paléocènes).

Le ciment est toujours un calcaire argileux planctonique.

Les structures de graded-bedding sont fréquentes, sans être générales ; les décroissances de la granulométrie se manifestent aussi bien sur la totalité de l'épaisseur d'un banc qu'à l'intérieur des feuillets plus détritiques qu'ils contiennent.

Dans les calcarénites, c'est parfois la décroissance des diamètres des foraminifères (*Globotruncana*) qui traduit ce phénomène.

Cependant, ces structures ne sont pas accompagnées de figures de base de bancs. Par contre, les indices de glissement et de remaniement sur place des sédiments non indurés sont fréquents : en lame mince, les microbrèches présentent souvent des grains de calcilutite identique, à la coloration près tantôt plus sombre ou plus claire, à celle qui constitue le ciment ; les foraminifères qu'ils contiennent sont les mêmes que ceux du ciment. De même, des structures de micro slumping s'observent à l'échelle d'une préparation microscopique.

d) *Calcaires*.

Ce sont des calcaires argileux en bancs décimétriques, à patine gris clair, criblés de ponctuations de foraminifères. La cassure est sombre, le grain est fin, presque lithographique. La puissance des

bancs peut atteindre 60 à 80 cm ; à la base de la série, des niveaux plus argileux acquièrent un feuilletage parallèle à la stratification, qui s'efface, et prennent un faciès de calcschistes ; l'induration reste cependant toujours prononcée.

La surface des bancs est parfois semée de débris organiques, tels que prismes d'Inocérames, gros foraminifères, tubes aplatis attribuables à des Annélides (*Jereminella* Lugeon ?).

Les accidents détritiques sont fréquents ; ce sont des lits gréseux millimétriques à centimétriques, des enclaves microbréchiques, des graviers dispersés.

On rencontre également des bancs silicifiés qui tendent à prendre un aspect de meulière par suite de décalcification superficielle, ou encore de vrais calcaires à silex noirs en ovoïdes ou en lits continus.

En lame mince, la roche est toujours une calcilutite argileuse sombre, riche en foraminifères planctoniques, parfois chargée en fins éclats de quartz.

Les calcaires du Pelat ont donc un faciès de calcaires planctoniques massifs, plus proche de celui du Crétacé supérieur de l'Autochtone (région Verdon - Var - Tinée) que des habituels calcaires et calcschistes planctoniques du domaine interne³⁹.

B) EVOLUTION VERTICALE DU MATÉRIEL DÉTRITIQUE.

Ce matériel, qui est dépourvu d'éléments éruptifs ou métamorphiques, est donc élaboré à partir d'une série de terrains sédimentaires que l'on peut qualifier de locale, car elle appartient au cadre habituel subbriançonnais ou briançonnais des nappes de l'Ubaye.

Le matériel triasique, surtout reconnaissable par ses dolomies, y est abondant sur toute l'épaisseur de la formation et paraît, à première vue, le plus ancien si l'on fait exception du quartz, en grains toujours usés, qui représente un matériel résiduel maintes fois remanié.

Cependant, les niveaux supérieurs de la formation, plus riches en grès massifs (formant corniche au Pelat et au Cimet, fig. 23 et 28) et passant du

³⁹ Cette ressemblance avec les formations du même âge de l'Autochtone pose des problèmes d'attribution structurale pour quelques affleurements de la région d'Allos (Massif de Roche Cline par exemple).

Maestrichtien au Paléocène, se caractérisent par l'apparition de quelques éléments nouveaux :

- quartz en grains demi-millimétriques, arrondis, crevassés et corrodés, et à extinction roulante, plus abondants ;
- quartzite en grains plus anguleux ;
- pélite azoïque, riche en micropaillettes de micas ;
- feldspaths plagioclases altérés, plus rares.

Il semble donc que, dès cette époque, des niveaux de « socle » (Werfénien, Permo-Trias ?) aient été dénudés dans le domaine paléogéographique environnant le bassin de la formation du Pelat.

C) TYPE DE SÉDIMENTATION.

La formation du Pelat montre donc une association de deux types de roches :

— Sédiments calcaires fins, à microfaune pélagique, formant des bancs calcaires homogènes ou jouant le rôle de *matrice* totale ou partielle dans le type suivant ;

— Sédiments grossiers (rudites, arénites) remaniant un matériel plus ancien, avec organismes benthoniques généralement contemporains du plancton inclus dans le ciment et dans les calcaires ; de vrais remaniements se manifestent cependant : la présence d'Orbitoides crétacés en compagnie d'Orthophragmines vraies et d'Opercules dans les niveaux à *Globorotalia* du Paléocène le montre clairement.

Il faut noter également :

- l'association intime de ces divers faciès, qui se succèdent en alternances rythmiques anarchiques, banc sur banc, ou passent de l'une à l'autre à l'intérieur d'un même banc ;
- la continuité des bancs à stratification toujours très parallèle ;
- les phénomènes de graded-bedding discrets ;
- les traces de glissement, la présence de graviers centimétriques isolés dans une matrice de lutite, indiquant un transport par la boue elle-même.

Ces faits montrent que la formation du Pelat s'est déposée dans un bassin qui fait évidemment partie du bassin général des calcaires planctoniques, mais où des apports latéraux grossiers viennent se mêler aux sédiments pélagiques.

La source du matériel est difficile à préciser en Ubaye où le soubassement de la formation est généralement effacé par les contacts tectoniques, par suite d'un décollement ou d'un cisaillement basal. La minuscule écaille du Vallonet est le seul paléorelief visible ; cet affleurement est trop petit pour que l'on puisse en tirer des conclusions sur le mode de formation des brèches. Il est d'ailleurs entouré de conglomérats, intéressant l'extrême base de la formation : il s'agit donc d'un accident de terrain qui n'a joué qu'un rôle momentané.

Par contre, les unités briançonnaises de la région de Larche montrent le même faciès de brèches interstratifiées dans les calcaires en plaquettes néocrétacées (M. GIDON, 1962 ; C. STURANI et C. KERCKHOVE, 1963). Ces brèches existent aussi dans la série de l'anticlinal du Marinnet, en rive droite de l'Ubaye, c'est-à-dire dans le prolongement direct de l'unité inférieure du Guil et de la fenêtre d'Escreins (fig. 30) où le Crétacé supérieur repose directement sur l'Anisien par une formation de brèches localement très épaisse et à très gros blocs de matériel triasique et jurassique (Brèches de la Madeleine, F. BLANCHET, 1923 ; L. MORET et F. BLANCHET, 1924). Ces brèches, qui représentent un véritable éboulis ou écroulement sous-marin en bordure d'un paléorelief ou d'une « cordillère » (J. DEBELMAS, 1960 ; M. GIDON, 1966), se diluent latéralement dans la formation des marbres en plaquettes, ainsi qu'on peut l'observer vers le Sud, dans la vallée d'Escreins, et au Nord, dans les affleurements coupés par la route du Queyras avant la Maison du Roy.

Il est donc probable que les paléoreliefs du type de celui de la Madeleine sont la source du matériel détritique grossier qui, accumulé tout d'abord au pied d'escarpements sous-marins ou sub-aériens, est au fur et à mesure entraîné vers les parties les plus profondes du bassin, suivant un mécanisme complexe de glissements et de courants dont certains sont de vrais courants de turbidité.

C'est ce mécanisme qui prédomine vraisemblablement dans ce que l'on peut appeler « la fosse du Pelat », mais il se manifeste aussi plus sporadiquement ailleurs dans le Briançonnais⁴⁰ (fig. 30).

Ce type de sédimentation mixte, associant un fond continu pélagique à des apports latéraux à

⁴⁰ Au SE de Briançon par exemple (D. SCHNEEGANS, 1930 ; M. LEMOINE, 1953 b).

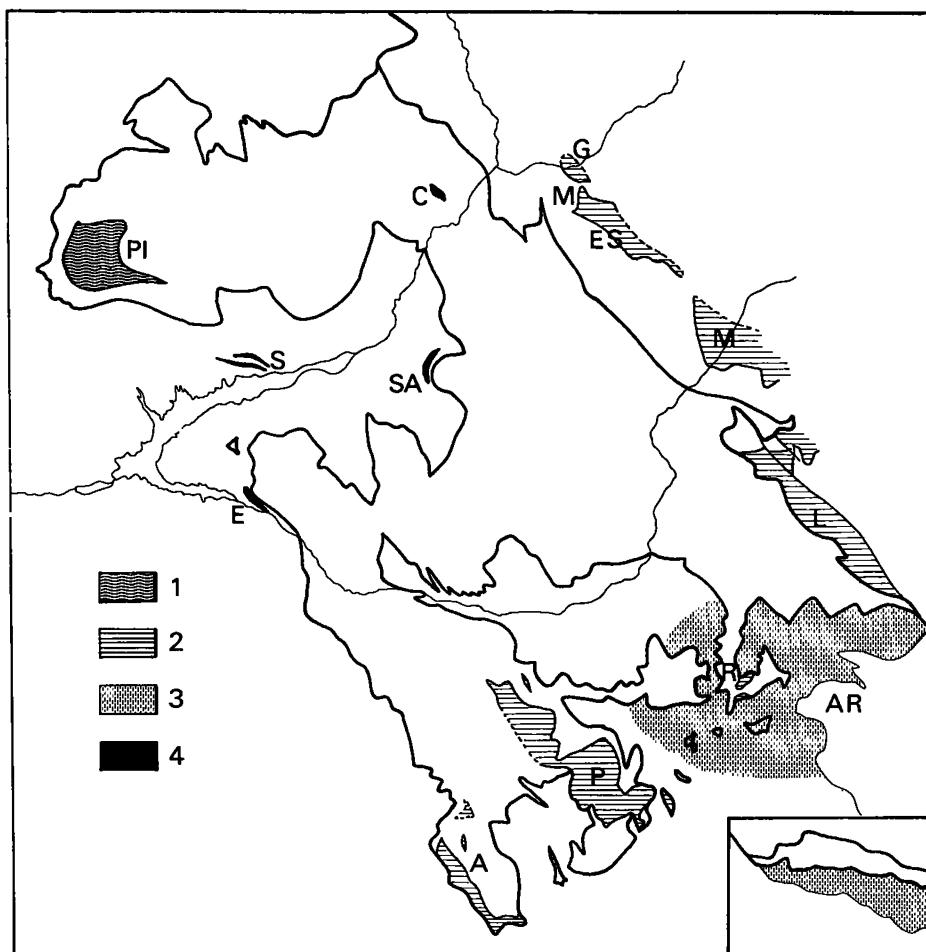


Fig. 30. — Faciès du Crétacé supérieur en Embrunais - Ubaye (Autochtone et Pennique externe).

Pennique externe : 1, Faciès gréseux du Turonien de Piolit (« flysch de Piolit »); 2, Faciès bréchiques « flyschoides » du Pelat et du Briançonnais externe. — *Autochtone* : 3, Faciès de plate-forme, à Rudistes, du pourtour nord-occidental de l'Argentera et domaine de disparition des marnes noires du « Crétacé moyen »; 4, Crétacé supérieur discordant (orogénèse éo-sénonienne du Dévoluy). — Partout ailleurs les faciès sont pélagiques.

A, Autapie (soubassement occidental); AR, Argentera; C, Fenêtre de Couleau; E, Enduchet (écaillés parautochtones); ES, Fenêtre d'Escreins; G, Guil (unité inférieure du); L, Larche (Briançonnais des environs de); M, Marinet (bordure occidentale de l'anticlinal de); P, Pelat; PI, Piolit; R, Restefonds; S, Savines; SA, Saint Sauveur d'Embrun.

tendance « flysch », n'a pas encore fait l'objet, à ma connaissance du moins, d'une terminologie officielle de la part des sédimentologistes.

Néanmoins, la formation du Pelat ressemble au « pré-flysch » décrit dans les séries du Prättigau (R. TRUMPY, 1957), de même qu'à certains termes

du flysch inférieur du Niesen, tels que les décrit par exemple R. B. Mc CONNEL (1951)⁴¹.

⁴¹ Il est d'ailleurs curieux de constater que ces formations lointaines sont sensiblement contemporaines de celle du Pelat.

D) AGE DE LA FORMATION (tableau fig. 31 et pl. III).

a) Données paléontologiques.

La formation détritique du Pelat n'a fourni aucun macrofossile et seule la microfaune, souvent abondante, permet de préciser sa stratigraphie.

Il faut remarquer à ce propos que l'induration des roches s'est jusqu'à présent opposée à ce que l'on puisse obtenir des formes dégagées dans un état suffisamment bon pour permettre des déterminations spécifiques sûres. C'est là un obstacle que l'on rencontre partout en Embrunais-Ubaye et dans les zones internes en général, où les marnes n'existent pas. On doit donc se contenter de déterminations sur plaques minces qui, pour certains groupes de Foraminifères planctoniques (Globigérines, *Globorotalia*), restent très approximatives, voire impossibles.

Les niveaux calcaires associés aux conglomérats de l'écaille du Vallonet, et qui, jusqu'à preuve du contraire, représentent le terme stratigraphique le plus bas de la série, ne contiennent que des formes du groupe *Globotruncana lapparenti*, avec *G. lapparenti lapparenti* Bolli et *G. lapparenti bulloides* Vogler qui, selon H. BOLLI, caractérisent le Turo-nien-Coniacien (H. BOLLI, 1944); *G. lapparenti lapparenti* monte, il est vrai, jusqu'au Campanien, mais d'autres espèces devraient s'y associer.

La partie inférieure de la série calcaire, généralement assez pauvre en grès et brèches, a fourni : *G. lapparenti lapparenti* Bolli, *G. arca* Cushman, *G. stuarti* de Lapparent et *G. calciformis* de Lapparent, indiquant donc un Sénonien plutôt supérieur.

La partie moyenne et supérieure, riche en brèches, a fourni en plus des formes précédentes, présentes aussi bien dans les calcaires francs que dans les bancs détritiques, l'association suivante (det. M. NEUMANN) :

Orbitoïdes media d'Archiac ;
Orbitoïdes apiculata Schlumberger ;
Lepidorbitoïdes sp. ;
Siderolites calcitrapoïdes Lamarck ;
Omphalocycles macroporus Lamarck et
Navarella sp.,

caractéristique du Maestrichtien.

Enfin, la partie sommitale de certaines coupes privilégiées (Pelat, Cemet) contient, dans les cal-

caires, un plancton de Globigérines et de *Globorotalia*, associé dans les grès et les microbrèches à :

Discocyclina seunesi Douvillé ;
Operculina heberti Munier-Chalmas ;
Planorbulina antiqua Mangin,

ainsi que des Orbitoïdes remaniés, et quelques rares *Microcodium*.

Cette dernière association est caractéristique du Paléocène supérieur, c'est-à-dire de la période couvrant les étages Thanétien et Sparnacien du bassin de Paris, telle qu'elle est définie en Aquitaine⁴². Dans cette série passant du Crétacé supérieur au Tertiaire, rien ne permet de penser qu'il existe une lacune du Santonien ou du Paléocène inférieur (Danien-Montien) : les remaniements, « redéposition » des microfaunes et les hasards d'un échantillonnage peut-être insuffisamment serré rendent probablement compte du fait que ces niveaux n'aient pas été mis en évidence⁴³.

En ce qui concerne le Paléocène supérieur, qui n'a encore jamais été signalé, à ma connaissance tout au moins, dans le secteur durancien des Alpes occidentales, il faut remarquer qu'en l'absence des gros foraminifères benthoniques dans les calcaires planctoniques normaux, cet étage ne peut être reconnu que par l'étude des populations de *Globorotalia dégagées*, ce qui n'a pas encore pu être réalisé de manière satisfaisante dans cette région.

Il se peut d'ailleurs que ces niveaux aient aussi été généralement érodés avant la transgression nummulitique.

b) Problème de la limite inférieure de la formation.

Le décollement basal a le plus souvent effacé toute trace du substratum originel, sauf en quelques points privilégiés.

Ce décollement semble s'effectuer généralement sur un horizon de schistes noirs, qui a été rencontré dans les pentes SW du Pelat, en particulier sous le Cheval de Bois (fig. 27). En ce point, ces schistes sont surmontés directement par des brèches et des grès où l'association de *Globotruncana* est déjà typiquement sénonienne.

⁴² Voir à ce sujet M. NEUMANN, 1958, ainsi que Y. TAMBAREAU et J. VILLATE, 1968.

⁴³ Les « bonnes coupes » se situent entre 2 500 m et 3 000 m d'altitude, à 3 ou 4 heures de marche de la moindre route...

On ne peut cependant pas exclure la possibilité de lacunes sans émergence par un mécanisme de déréption.

FORMATION DETRITIQUE DU PELAT		CONGLOMERAT BASAL	ENSEMBLE DES CALCAIRES ET GRES A PISTES			FLYSCH SCHISTO-GRESEUX ET EQUIVALENTS LATERAUX	
Maestrichtien	Paléocène	+	B	M	S	B	S
		+					Assilina
		++				•	N. millecaput (Boubée)
		++	•			•	N. perforatus (Montfort)
		++					N. brongniarti (d'Archiac)
		+		•		•	N. striatus (Bruguière)
		—	—	—		—	N. incrassatus (de La Harpe)
		—	—	—		—	N. chavannesi (de La Harpe)
		—	—	—		—	N. fabianii (Prever)
		—					N. praeafabianii (Varentsov et Menner)
		—				—	N. garnieri (de La Harpe)
		—				—	Discocyclina sella (d'Archiac)
		—	—	—			D. chudeaui (Schlumberger)
		—				—	D. augustae (Weijden)
		—	—	—			D. cf. marthae (Schlumberger)
		—	—	—		—	Asterodiscus stellatus (d'Archiac)
		—				—	Asterodiscus taramellii (Schlumberger)
		—	—			—	Actinocyclina radians (d'Archiac)
		—		—			D. nummulitica (Gümbel)
		—	—				Sphaerogypsina globulus (Reuss)
	—						Discocyclina seunesi (Douvillé)
—		•					Orbitoides media (d'Archiac)
—							Orbitoides apiculata (Schlumberger)
—							Lepidorbitoides
—							Umphalocyclus macroporus (Lamarck)
—	—						Operculina heberti (Munier-Chalmas)
—							Siderolites calcitrapoides (Lamarck)
—							Navarella sp.
—	—						Planorbulina antiqua (Mangin)
• remanié							
+ pouvant être remanié							

Fig. 31. — FLYSCH subbriançonnais de l'Ubaye méridionale.

Tableau des microfaunes benthoniques du Nummulitique
et de la formation Néocrétacé-Paléocène du Pelat.

B, M, S = base, milieu, sommet de l'ensemble considéré.

Cependant, dans l'unité de Tête Ronde, sous la cascade du Vallonet, des schistes identiques qui sont là au contact de calcaires planctoniques banaux montrent quelques bancs calcaires où j'ai observé au microscope des sections évoquant *Rotalipora apenninica* Renz. Des schistes noirs, assez semblables bien que plus calcaires, sont datés du Céno-manien à Tête Ronde, mais ils sont séparés du Maestrichtien détritique des barres du Pelat par une épaisse série de calcschistes planctoniques versicolores où aucune stratigraphie précise n'a pu être effectuée. Or, au cas où cette série monterait dans le Maestrichtien et à plus forte raison dans le Paléocène, il faudrait envisager que les niveaux détritiques maestrichtiens des barres du Pelat, du même âge sous un faciès entièrement différent, en sont séparés par un contact anormal, masqué malheureusement par les éboulis, *contact qui serait anté-nummulitique* puisque le conglomérat de Tête Ronde est continu et discordant sur l'un et l'autre de ces ensembles. C'est là un problème important mais actuellement insoluble, dont il sera question à propos du Nummulitique.

En fin de compte, le seul point de l'Ubaye où l'on touche réellement la base de la série est bien l'écaille du Vallonet, mais il s'agit manifestement d'un petit paléorelief qui a été probablement enterré avec un temps de retard sur le reste du bassin, à la limite Turonien-Sénonien.

E) CONCLUSION.

En conclusion, on peut considérer la formation détritique néocrétacée-paléocène du Pelat comme un équivalent latéral de la série des calcaires planctoniques classiques des domaines subbriançonnais et briançonnais, avec laquelle elle montre des passages latéraux évidents dans certaines unités structurales.

La présence dans les nappes de l'Ubaye aussi bien que dans le Briançonnais est un nouvel exemple de la parenté étroite qui lie ces deux domaines. Dans la région du Pelat cependant, une émergence au moins locale (conglomérats à galets roulés), accompagnée d'une légère discordance angulaire, semble responsable de la lacune observée au Vallonet entre le Jurassique et les premières couches néocrétacées ⁴⁴.

⁴⁴ Dans le Briançonnais au contraire, cette lacune, qui est presque générale, est considérée comme sous-aquatique

4) La série nummulitique de l'Ubaye méridionale.

J'ai indiqué précédemment qu'il était possible d'y individualiser trois ou quatre formations parfaitement cartographiables avec des faciès assez constants d'une unité à l'autre, mais susceptibles de subir d'importantes variations de puissance et des remplacements latéraux.

Avant d'en aborder une description plus détaillée, il paraît souhaitable de régler immédiatement le problème de la position stratigraphique de la série.

A) POSITION STRATIGRAPHIQUE DE LA SÉRIE.

a) Données paléontologiques (pl. III).

La plupart des niveaux de la série ont fourni des Nummulites et des Orthophragmines ⁴⁵ récoltées principalement dans les brèches, les micro-brèches et les calcarénites, exceptionnellement dans des calcaires organogènes (base de l'ensemble à pistes); les calcaires planctoniques de l'ensemble à pistes sont d'autre part très riches en Globigérines à test échinulé et en *Globorotalia* malheureusement indéterminables en plaque mince. Aucun macrofossile n'a jamais été signalé dans ces séries, à l'exception de pistes et d'organismes *incertae sedis*, sans intérêt stratigraphique (*Palaeodyction*, *Cancellophycus*, etc. [pl. II]).

Les résultats de ces récoltes sont rassemblés dans le tableau de la figure 31. On remarque les faits suivants :

— La totalité de la microfaune appartient à l'Eocène ;

— Les Orthophragmines figurent avec des espèces qui traversent généralement tout l'Eocène moyen et supérieur, à l'exception de *Discocyclina chudeaui* Schlumberger et d'*Asterodiscus taramellii* Schlumberger qui, selon M. NEUMANN (1958, p. 21), ne pénétreraient pas, en Aquitaine tout du moins, dans le Priabonien. Cette dernière espèce a toutefois été signalée récemment dans le Priabonien des Alpes maritimes (A. BLONDEAU, J. BODELLE *et Al.*, 1968) ;

(M. LEMOINE, 1953 *a*; J. DEBELMAS, 1955). Dans le Domaine subbriançonnais de Piolit, au contraire, la sédimentation est continue mais réduite, du Néocomien au Crétacé supérieur (M. LATREILLE, 1961).

⁴⁵ Je rappelle ici que les Nummulites ont été examinées par A. BLONDEAU et les Orthophragmines par Mme M. NEUMANN.

— Les Nummulites montrent généralement une association de grandes formes dites « lutétiennes », facilement observables sur le terrain, et de petites formes parmi lesquelles *Nummulites chavannesi* de La Harpe est partout présente.

Or, selon A. BLONDEAU (1968), cette espèce n'apparaît dans l'Autochtone des Alpes maritimes qu'à la fin du Lutétien et se développe principalement au Priabonien inférieur ; elle est relayée au Priabonien supérieur par *N. fabianii* Prever et *N. garnieri* Varentsof et Menner qui a été trouvée dans le flysch schisto-gréseux sommital ;

— Les Nummulites exclusivement lutétiennes telles que *N. millecaput* Boubée, *N. perforatus* Montfort, ainsi que les Assilines, se rencontrent dans les niveaux à granulométrie grossière, où elles sont généralement cassées. Elles s'effacent dès que le grain de la roche devient plus fin, mais alors ce sont des foraminifères du Crétacé supérieur qui viennent parfois se glisser au milieu de la microfaune priabonienne ;

— Les premiers niveaux nummulitiques observés sur le terrain, qu'ils soient conglomératiques, microbréchiques ou calcaires, ont partout fourni la même population contenant toujours des espèces priaboniennes⁴⁶ ;

— Enfin, lorsqu'il est possible d'observer le toit réel de la série nummulitique, immédiatement sous la formation des schistes à blocs, les derniers bancs fossilifères montrent encore une microfaune tout au plus priabonienne.

b) Interprétation.

Ces faits montrent qu'en Ubaye méridionale le Lutétien des conglomérats et des brèches est un *Lutétien remanié* et que la série, *débutant à la fin du Lutétien supérieur*, est presque en totalité comprise dans le Priabonien⁴⁷.

⁴⁶ C'est le cas d'un petit affleurement de calcaire planctonique situé sur la rive méridionale du lac d'Allos où, sur une paroi de quelques mètres de largeur on remarque une partie plus claire et une partie plus sombre, séparées par un joint millimétrique ondulé souligné de matière brune ; en lame mince, la partie claire s'avère sénonienne, la partie sombre, par contre, est un calcaire finement détritique à *Globorotalia* et petites Nummulites, dont *N. chavannesi*. Cette particularité stratigraphique prouve que l'« unité du lac d'Allos » est bien composite, puisque, dans cette écaille, le Priabonien a un faciès de calcaire planctonique, sans aucune commune mesure avec les quelque cent mètres de conglomérat du verrou du lac.

⁴⁷ Ces conclusions qui amènent un rajeunissement du « flysch » ne doivent probablement pas être étendues à la série des Séolanes,

On doit donc admettre qu'une lacune importante, couvrant tout l'Eocène inférieur et la plus grande partie du Lutétien, sépare le flysch nummulitique de l'Ubaye méridionale des formations antérieures qui peuvent, je le rappelle, atteindre le Paléocène supérieur.

La discordance angulaire constatée entre ces deux ensembles devient donc tout à fait naturelle. On verra qu'elle correspond à une crise tectonique dont l'importance a été jusqu'à présent sous-estimée.

B) LES QUATRE FORMATIONS NUMMULITQUES DE L'UBAYE MÉRIDIONALE.

a) *Equivalences et passages latéraux* (fig. 32 et 33).

Les observations faites sur le terrain montrent que l'on peut rassembler ces quatre formations en deux groupes :

— Le groupe inférieur correspond au conglomérat de base, dont la puissance varie de quelques centimètres à plus de 200 mètres, et à l'ensemble gréso-calcaire à pistes. Le passage latéral entre ces deux ensembles est évident dans la coupe de Tête Ronde, de même qu'à St-Barthélemy de Lavercq (fig. 21 et 15). Il peut aller jusqu'au remplacement total d'une formation par l'autre : pas d'ensemble à pistes (sauf quelques décimètres) au lac d'Allos, pas de conglomérats dans certaines régions du Pelat et dans les écailles rattachées à l'unité des Trois-Evêchés ;

— Le groupe supérieur est généralement représenté par l'ensemble gréso-schisteux sombre au toit ou au mur duquel se développe localement une formation de grès à faciès semblable aux grès d'Annot (grès du Laus et grès des Trois-Evêchés, fig. 16 et 17).

b) *Conglomérat basal.*

Je passerai rapidement sur la lithologie de cette formation qui a été décrite successivement par W. KILIAN (1897)⁴⁸, J. BOUSSAC (1912, p. 214) et Mme Y. GUBLER (1928, p. 112-115, et 1955)

où les *N. millecaput* forment des biostromes en place. Voir plus loin.

⁴⁸ L'étude du matériel éruptif des conglomérats avait été aussitôt confiée par W. KILIAN à P. TERMIER qui publièrent les résultats dans deux notes successives (1898 a et b).

et qui se distingue des conglomérats plus anciens (formation néocrétacée-paléocène du Pelat) par sa richesse en éléments éruptifs ⁴⁹.

Le matériel sédimentaire est sensiblement le même que celui des conglomérats et brèches du Crétacé supérieur :

- quartzites, calcaires et dolomies triasiques ;
- calcaires oolithiques à Miliolites du Jurassique moyen ;
- calcaires fins à Calpionelles et Radiolaires du Jurassique supérieur, etc.

Il s'y adjoint des éléments arrachés aux couches néocrétacées et paléocènes, qui ont d'ailleurs tendance à y former des blocs allongés ou des lames plutôt que des galets et qui sont relativement peu fréquents.

Ce matériel est en général mal roulé, des blocs anguleux et volumineux (avec des dimensions de l'ordre du mètre cube) y voisinent avec des galets décimétriques mieux arrondis, parmi lesquels les éléments jurassiques semblent prédominer.

Il semble donc qu'il ait une double provenance et que les éléments les mieux façonnés soient issus d'un conglomérat plus ancien, tel celui qui apparaît localement à la base de la formation néocrétacée du Pelat.

Le matériel cristallin est composé principalement d'éléments éruptifs, parfois très abondants :

- granite à muscovite ;
- granite à biotite, en galets généralement désagrégés par suite de la kaolinisation des feldspaths ;
- microgranite et rhyolite, en galets très patinés de couleur verte ou rougeâtre, décrits comme « felsophyres » par W. KILIAN et P. TERMIER, et qui représentent des éléments d'un cortège rhyodacitique à faciès paléovolcanique.

Les roches métamorphiques sont très rares : il s'agit généralement de petits galets de gneiss à muscovite.

Comme l'avait bien observé Mme Y. GUBLER, les galets de matériel éruptif, toujours bien roulés, et qui dépassent rarement des dimensions de l'ordre de 20 à 30 cm, sont fréquemment brisés ⁵⁰.

Lorsque sa puissance devient supérieure à plusieurs dizaines de mètres, le conglomérat de base du Nummulitique acquiert une ébauche de stratification, toujours lenticulaire et entrecroisée, et soulignée par des lits décimétriques de matériel gréseux.

Le ciment est généralement formé de grès calcaire ou de microconglomérat, mais les enclaves de calcarénites et de calcaires planctoniques y sont fréquentes et peuvent parfois se développer pour former la matrice de la roche qui devient, comme à Tête Ronde, un calcaire à galets.

Le maximum d'épaisseur du conglomérat se situe dans la vallée du Lavercq près du hameau des Clarionds, au lac d'Allos et sur la face nord-orientale du massif du Cimet, dans trois unités différentes. Autant que le permette le dépliage structural partiellement aléatoire, il semble qu'il s'agisse de trois chenaux majeurs indépendants (fig. 33).

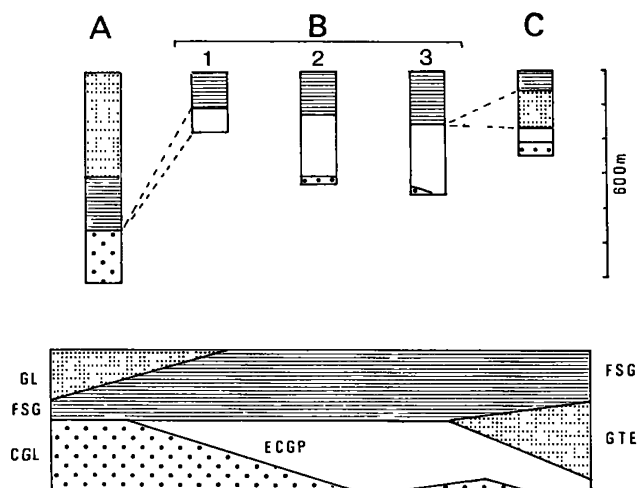


Fig. 32. — Tableau des variations de faciès du Nummulitique subbriançonnais de l'Ubaye méridionale (très schématisé).

A, Lac d'Allos ; B, Pelat (1, Tête Ronde, partie occidentale ; 2, Tête Ronde, partie orientale ; 3, Digitations supérieures du Pelat) ; C, Trois-Evêchés.

GL, Grès du Laus ; FSG, Flysch schisto-gréseux ; CGL, Conglomérats ; ECGP, Ensemble des calcaires et grès à pistes ; GTE, Grès des Trois Evêchés.

⁴⁹ Critère essentiel bien que simpliste pour reconnaître le Nummulitique dans bien des cas.

⁵⁰ Au lac d'Allos, il se pourrait que ce phénomène, qui s'observe aussi dans les galets de sédimentaire, soit dû aux contraintes tectoniques plus qu'au transport ; le verrou du lac est en effet découpé par un jeu de failles serrées dans le prolongement du faisceau méridien qui traverse le massif du Cheval de Bois.

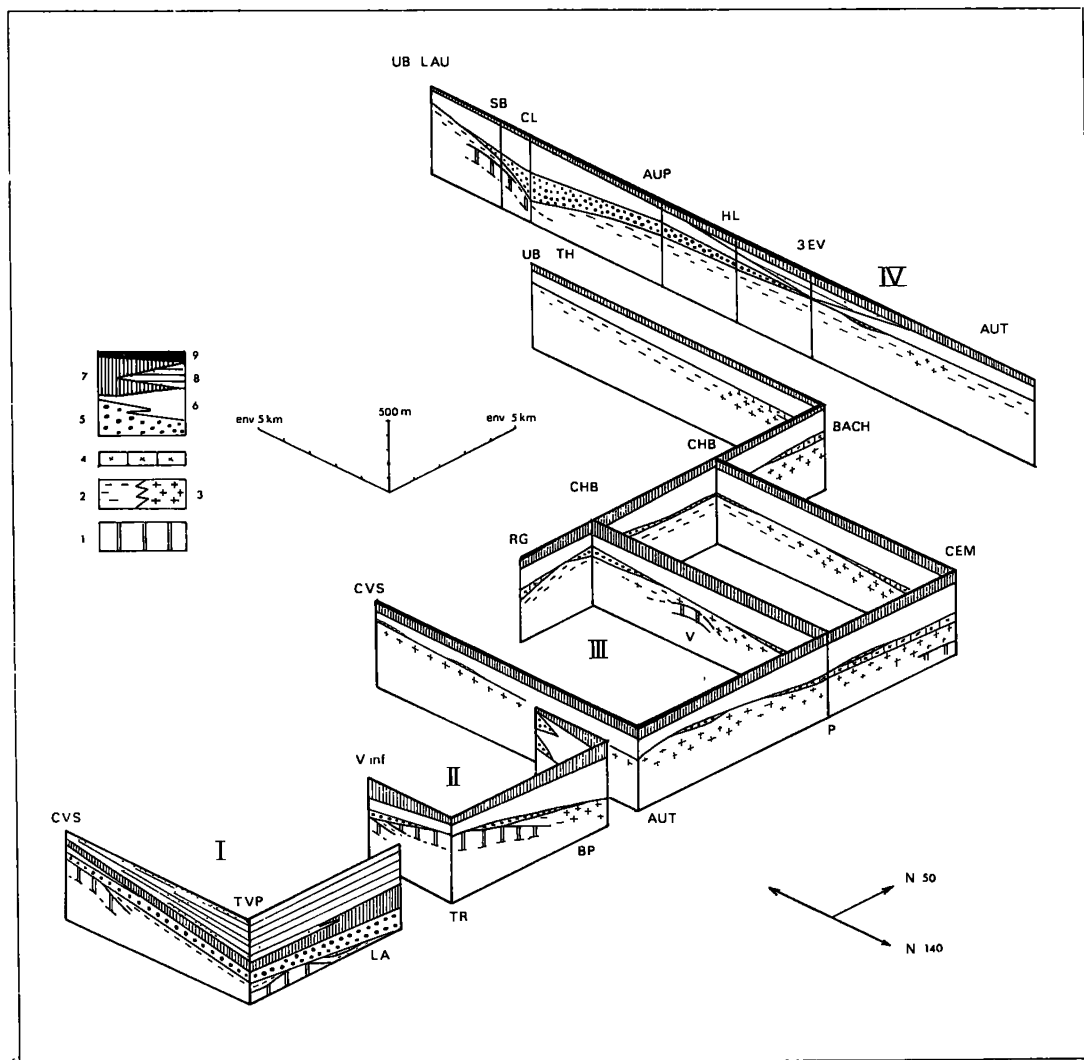


Fig. 33. — Schéma palinspastique des variations latérales du Nummulitique subbriançonnais au Sud de l'Ubaye.

Série anté lutétienne : 1, Soubassement triasique à jurassique ; 2, Crétacé supérieur (et paléocène) à faciès planctonique ; 3, Crétacé supérieur à faciès détritique ; 4, Paléocène détritique. — *Série nummulitique* (Lutétien sup. à Priabonien sup.) : 5, Conglomérats ; 6, Ensemble rythmique calcaréo-gréseux à pistes ; 7, Flysch schisto gréseux ; 8, Grès à faciès « Grès d'Annot » ; 9, Schistes à blocs.

I, Unité du lac d'Allos ; II-III, Unité du Pelat (II, Digitation de Tête Ronde ; III, Digitations du Vallonet et du Cheval de Bois) ; IV, Unité des Trois-Evêchés.

CVS, Crête de Valdemars ; TVP, Tête de Valplane ; LA, Lac d'Allos ; V, Vallonet ; TR, Tête Ronde ; BP, Barres du Pelat ; AUT, Autapie ; RG, Roche Grande ; CHB, Cheval de Bois ; P, Pelat ; CEM, Cemet ; BACH, Gorges du Bachelard ; UB-TH, Ubaye région des Thuiles ; UB-LAU, Ubaye région du Lauzet ; SB, St-Barthélemy ; CL, Les Clarionds ; AUP, Aupillon ; HL, Haut Laverq ; 3 EV, Trois-Evêchés.

N. B. — L'orientation de référence est actuelle ; les échelles horizontales sont très approximatives.

c) *Ensemble grésocalcaire à pistes.*

Il débute généralement, au-dessus du conglomérat, par une série rythmique anarchique où se succèdent des bancs de brèches, de microbrèches, de grès et de calcaires ou calcschistes planctoniques, en bancs décimétriques, avec des récurrences conglomératiques lenticulaires.

Exemple de série (fig. 34). — *Route du col d'Allos en amont de la carrière de la Malune.*

- 12 - Séquence grès moyen - calcaire planctonique (25 cm)
- piste dans la partie gréseuse ;
- 11 - Calcaire planctonique (5 cm) ;
- 10 - Grès moyen à galets de calcschistes de 5 à 10 cm (12 cm) ;
- 9 - Séquence grès moyen - calcaire planctonique, avec figures basales (10 cm) ;
- 8 - Calcaire planctonique à laminites (15 cm) ;
- 7 - Brèche polygénique à éléments calcaires et quelques graviers de rhyolite rouge, avec Nummulites (10 cm) ;
- 6 - Joint de calcschiste (1 cm) ;
- 5 - Grès moyen à stratification oblique (40 cm) ;
- 4 - Joint de calcschiste (1 cm) ;
- 3 - Grès moyen à base bréchique, avec graviers centimétriques de dolomie et de calcaires divers (10 cm) ;
- 2 - Joint ondulé de calcschiste gris (2 à 10 cm) ;
- 1 - Brèche polygénique à éléments centimétriques dans un ciment de calcarénite à petites Nummulites et grosses Nummulites brisées. Quelques blocs décimétriques de calcaire planctonique sont disséminés dans le banc lenticulaire à base ravinante (10 à 60 cm), etc.

Les brèches forment souvent des amas lenticulaires. Les éléments, de taille généralement inférieure à 10 cm, sont franchement anguleux et formés du même matériel que les conglomérats ; les graviers de roches éruptives y sont toutefois moins fréquents ; d'énormes enclaves de calcaires planctoniques s'y observent fréquemment : il s'agit soit de calcaire à *Globotruncana* issus du substratum néocrétacé, soit de calcaires à *Globorotalia*, qui peuvent alors provenir des bancs calcaires de la formation nummulitique elle-même ; ces enclaves donnent d'ailleurs souvent l'impression d'être de véritables « galets mous » remaniés d'une couche précédente alors qu'elle était mal indurée.

Les microbrèches, les grès (toujours plus ou moins riches en éléments détritiques autres que le quartz et en gros Foraminifères) et les calcaires planctoniques s'agencent parfois en séquences présentant les critères habituels du flysch : graded-bedding, base de banc avec flûtes, grooves, load-casts, etc. On est donc conduit à penser que la vase à Globigérines et Globorotalidés qui forme

le toit de ces séquences représente un sédiment pélagique en grande partie re-déposé.

Il existe cependant de véritables bancs calcaires ; ce sont généralement des calcilutites à Globorotalidés, toujours finement détritiques et chargés de produits ferrugineux qui leur donnent une patine plus ocre que celle des calcaires du Crétacé supérieur et du Paléocène. Les particules détritiques

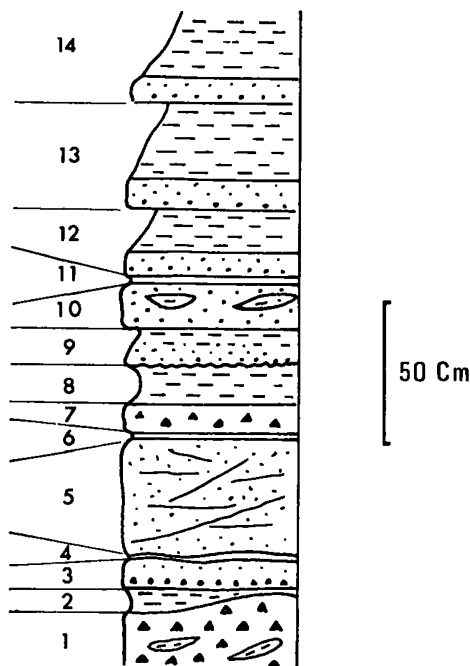


Fig. 34. — Ensemble grésocalcaire à pistes.
Détail (région de la Malune, route du col d'Allos).

Explications dans le texte.

s'y rassemblent en lits millimétriques entrecroisés, suivant une structure comparable à celle des laminites des séquences de flysch ⁵¹.

Enfin, il existe un faciès de calcaire organogène en bancs décimétriques, à cassure sombre et fétide, présentant même des mouchetures de produits asphaltiques, et qui en lame mince apparaît comme une calcarénite exclusivement formée de gros Fora-

⁵¹ Ces termes sont utilisés dans le sens que leur a donné A. LOMBARD (1949, 1963).

minifères entiers ou brisés, d'Algues (Mélobésiées), de Bryozoaires et débris de Lamellibranches.

Ce type de roche relativement rare s'observe particulièrement bien dans les « barres du Pelat », sur la face sud de ce massif. Or, il faut souligner qu'il s'agit d'intercalations dans une série présentant déjà des séquences de type flysch : on verra ultérieurement quelles conclusions on peut en tirer du point de vue paléogéographique.

Au-dessus de cette succession complexe de bancs calcaires et détritiques, qui n'est pas sans analogie avec la formation néocrétacée-paléocène du Pelat, dont on la distingue d'ailleurs très difficilement en de nombreux points (Cemet, Autapie), grès et calcaires s'organisent en une série rythmique à séquences décimétriques très régulières, riches en pistes⁵² et où j'ai également pu trouver (pl. II) :

— A la surface d'une plaque de grès, près de Saint-Barthélemy de Lavercq, un objet réticulé à mailles hexagonales millimétriques, du type de *Palaeodyction meneghini* Fuchs (in LESSERTISSEUR, *op. cit.*) ;

— Dans un calcaire argileux de la crête occidentale du Cheval de Bois, des hélicoïdes en coup de balai, de 15 cm environ de diamètre, analogues aux *Cancellophycus* de Saporta des calcaires du Jurassique moyen.

En quelques points du massif du Pelat, dans l'unité de Tête Ronde, l'ensemble rythmique se termine par un banc de conglomérat de faciès très voisin des conglomérats de la base de la série.

Ailleurs, un enrichissement graduel en matériel pélitique assure un passage continu à l'ensemble schisto-gréseux sommital.

d) *Flysch terminal.*

On a vu qu'il s'agit d'une série rythmique où alternent bancs gréseux centimétriques ou décimétriques et couches de pélites généralement décimétriques.

⁵² Il s'agit de pistes bilobées ou trilobées, irrégulières, larges de 2 à 3 cm, qui paraissent avoir été forées dans les couches sableuses plutôt que tracées à la surface de la vase par des Annélides ou des Gastropodes ; certaines d'entre elles sont analogues à ce qui a été décrit comme *Paleobullia* par GOTZINGER et BECKER (*Scolicia* De Quatrefages, selon W. HANTZSCHEL, in MOORE, 1962, p. 215) ; d'autres paraissent plus proches des « Bilobites » figurées par LESSERTISSEUR (1955, p. 44).

Des pistes millimétriques en méandres irréguliers sont, par ailleurs, assimilables à *Phycosyphon* Foscher-Ooster ou *Helminthopsis* Heer (W. HANTZSCHEL, *op. cit.*) (voir pl. II).

Quelques lentilles de brèches à éléments centimétriques polygéniques et de rares bancs de calcaires détritiques fétides pétris de Foraminifères s'y intercalent dans la série de Tête Ronde.

Les grès sont toujours fins, anisométriques, à matériel quartzo-feldspathique anguleux associé à des micas détritiques, souvent concentrés dans des laminites. Le ciment est de la calcite finement cristalline, souvent riche en débris organiques triturés. Les Foraminifères entiers y deviennent rares.

A la base des bancs, souvent microbréchiques, on observe généralement le cortège habituel des figures basales des flyschs.

Au sommet, au contraire, ce sont des débris végétaux charbonneux qui abondent localement comme dans la série du lac d'Allos.

Le développement des bancs de grès, au détriment des pélites, conduit au faciès des Grès du Laus ou des Trois-Evêchés.

Ces grès, en bancs métriques ou même décimétriques, dont l'analogie avec les Grès d'Annot est frappante⁵³, sont le plus généralement des microbrèches quartzo-feldspathiques, avec une faible proportion d'éléments sédimentaires, à ciment calcaire. De gros Foraminifères brisés s'y trouvent remaniés. Aux Trois-Evêchés (coupe du haut Lavercq), les bancs, qui dépassent rarement 50 m de puissance, montrent de magnifiques exemples de figures basales. Les flute-casts, orientés parallèlement à la direction structurale, y indiquent des courants provenant en ce point du Sud-Est⁵⁴.

Au Laus, seule la partie médiane de l'ensemble gréseux présente les caractères de flysch. La base et le sommet, formés exclusivement de grès grossiers en bancs de 2 à 10 m où des entrecroisements sont visibles semblent au contraire caractérisés par une sédimentation à affinités molassiques.

e) *Conclusion.*

La série nummulitique de l'Ubaye méridionale évolue donc depuis une molasse (conglomérat) vers un flysch (ensemble schisto-gréseux sommital) par l'intermédiaire d'un épisode combinant une sédimentation pélagique avec des apports latéraux et des remaniements internes au bassin.

⁵³ Voir C.K. 1965.

⁵⁴ Je montrerai par la suite qu'il n'est guère possible, en pays de nappes, de tirer argument de ces figures basales des flyschs pour reconstituer une paléogéographie quelconque (4^e partie, p. 108).

Avant de tenter une esquisse des conditions dans lesquelles ces dépôts se sont effectués, il me paraît nécessaire d'aborder le problème de la discordance du Nummulitique sur les terrains plus anciens.

C) RELATIONS DE LA SÉRIE NUMMULITIQUE DE L'UBAYE MÉRIDIONALE AVEC SON SUBSTRATUM MÉSOZOÏQUE. RÔLE DE LA PHASE TECTONIQUE ÉOCÈNE.

a) *Les faits.*

La série nummulitique est actuellement répartie entre une demi-douzaine d'unités structurales dont l'individualisation résulte des phases tectoniques qui se sont déroulées après le Priabonien.

Toutefois, la continuité originelle de cette série ne peut plus être mise en doute, étant donné l'identité des faciès, de leur enchaînement et de leur âge.

La base de la série, occupée ou non par le conglomérat, est marquée par une discordance angulaire qui est manifeste par exemple à Tête Ronde, dans l'unité basale du Pelat, où le Mésozoïque est érodé jusqu'au Jurassique moyen et redressé presque à la verticale.

Or, bien que cette discordance puisse apparaître dans le reste de la région comme simplement cartographique et de peu d'importance, le cas de Tête Ronde n'est, en réalité, pas du tout exceptionnel.

Par exemple, le conglomérat du lac d'Allos repose successivement du NE au SW sur les terrains suivants :

- Crétacé supérieur (vallon de Méouilles) ;
- Paléocène (le lac) ;
- Jurassique moyen (prairies au SW du lac) ;
- Dolomies triasiques très redressées (barre de Valplane) ;
- Cargneules reposant sur une lame de Paléocène (crête de Valplane) (fig. 17) ;
- Ce même Paléocène sur le versant du Verdon.

Il y a deux manières de rendre compte de cette position :

1° Le conglomérat serait adhérent sur certains de ces terrains, et décollé sur les autres, qui seraient des écaillés, comme semblerait le prouver par exemple la lame de cargneules de la crête de Valplane⁵⁵ ; les dolomies triasiques seraient alors un très gros « galet », de plus de 1 000 m³ et unique en son genre, pris à la base du conglomérat ;

2° Le conglomérat serait discordant sur une structure extrêmement élaborée et comportant au moins un *chevauchement anté-lutétien supérieur*.

Dans ses prolongements septentrionaux, au bas du Vallonet (fig. 22), le conglomérat de Tête Ronde lui-même repose sur un ensemble de terrains très tectonisés, plus particulièrement sur un petit synclinal à axe transverse, formé de calcaires à silex en gros bancs surmontés de calcaires plaquetés à *Aptychus* et à zones siliceuses, dont l'âge Tithonique-Néocomien est prouvé par les Calpionelles abondantes observées en plaque mince.

Or, cet ensemble chevauche à son tour, par des marnes noires attribuables à l'Oxfordien, une série où le Jurassique supérieur est réduit comme à Tête Ronde.

En rive gauche du Vallonet, le conglomérat vient au contact des calcaires bathoniens de cette écaillé inférieure ; là encore, deux explications sont possibles :

1° Ce dernier contact est normal, stratigraphique et discordant ; dans ce cas, le chevauchement entre les deux séries mésozoïques est *antérieur* au dépôt du conglomérat ;

2° Ce contact est anormal et le chevauchement entre les deux séries est contemporain des déformations qui affectent l'ensemble du Mésozoïque et du Nummulitique, mais il reste à expliquer pourquoi, à moins de 2 km de distance, le Jurassique présente des faciès aussi dissemblables sous le même conglomérat...

b) *Interprétation.*

Ces faits montrent donc qu'une phase tectonique importante affecte très probablement le domaine subbriançonnais de l'Ubaye méridionale entre la fin du Paléocène et le Lutétien supérieur.

Elle se traduit au moins par l'émersion de la bordure externe du domaine et la formation de plis violents, mais peut-être aussi par des déplacements suffisants pour juxtaposer des séries de faciès dissemblables⁵⁶ qui seront ensuite scellées par les dépôts nummulitiques.

⁵⁵ C'est à cette manière de voir que je me suis arrêté dans une note précédente (C.K., 1965), mais il paraît difficile d'admettre, comme on va le voir, que le conglomérat est partout décollé...

⁵⁶ Je rappelle à ce propos le problème posé par le contact entre la série néocrétacée détritique et les calcaires planctoniques dans la coupe de Tête Ronde (p. 48).

III. — Le flysch des unités subbriançonnaises de l'Ubaye occidentale.

1) Unités des Séolanes.

A) RAPPEL DU CADRE STRUCTURAL.

Le domaine stratigraphique des Séolanes est représenté dans deux ensembles d'unités :

— L'unité des Séolanes *sensu stricto*⁵⁷, qui fait partie du complexe structural subbriançonnais et qui n'affleure que de part et d'autre de l'Ubaye, de la Petite Séolane au Pli du Cap, sous la Tête de Louis XVI ;

— Certaines écaïlles basales de la nappe du Parpaillon, seulement à l'Est du méridien passant par la Grande Séolane.

Dans ces écaïlles, les séries sont généralement amputées de la plus grande partie de leur couverture de flysch, sauf au Lan, au Sud de Barcelonnette. Par contre, le synclinal de la Petite Séolane, bien que pincé et faillé, et la retombée méridionale du Pli du Cap, aux environs de Chaudon, permettent d'observer cette série de manière satisfaisante.

B) COUPES OBSERVÉES.

a) Coupe de la Petite Séolane (fig. 35).

Sur les calcaires blancs, massifs et zoogènes du Jurassique qui dominent par une paroi de près de 400 m la vallée du Laverq, on observe successivement :

- 4 — 10 à 20 m de grès grossier à ciment calcaire qui débutent par quelques mètres de brèches remaniant le Jurassique ; ces grès massifs, à patine sombre, sont, par place, extrêmement riches en grandes Nummulites ; ils passent très rapidement, en moins d'un mètre, à l'ensemble suivant ;
- 5 — 100 m environ de schistes sombres à intercalations gréseuses, d'abord en bancs décimétriques, puis en plaquettes centimétriques ;
- 6 — Cet ensemble se termine par quelques mètres de schistes à blocs, visibles au cœur du synclinal refermé sur lui-même.

Dans la face nord, les grès de base reposent en discordance totale sur une structure synclinale très

pincée, soulignée par des affleurements de calcaires planctoniques néocrétacés jusqu'alors inconnus en ce point.

Je rappelle à cette occasion que le Crétacé supérieur manque généralement dans la série des Séolanes. Au rocher de Méolans, en bordure de la route de Gap à Barcelonnette, il est réduit à des placages de calcschistes rouges bréchiques ou à des remplissages de fissures traversant les calcaires jurassiques. Il a cependant été reconnu par D. SCHNEEGANS dans l'enveloppe du Pli du Cap (D. SCHNEEGANS, 1938, p. 119).

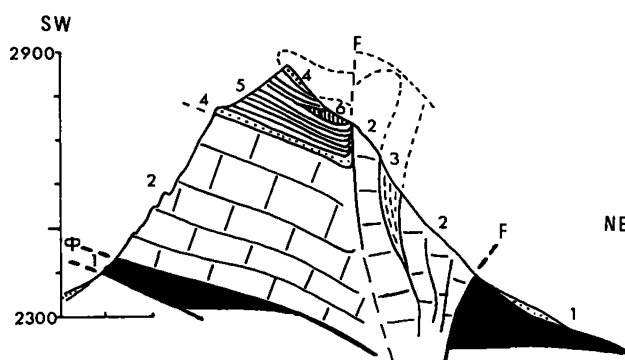


Fig. 35. — Coupe de la Petite Séolane (Ubaye occidentale).

- 1, Gypses triasiques ; 2, Jurassique supérieur zoogène ; 3, Crétacé supérieur ; 4, Grès lutétiens ; 5, Flysch schisto-gréseux priabonien ; 6, Schistes à blocs.

On remarque que la faille verticale centrale a joué avant et après le dépôt du Lutétien. Sur la gauche, contact anormal sur les flyschs de la vallée du Laverq.

A la Petite Séolane, il s'agit de 50 m environ de calcaires planctoniques en bancs décimétriques, reposant en concordance et par un simple diasthème sur les calcaires jurassiques ; la série débute par une dizaine de mètres de calcaires plaquetés gris sombre, attribuables au Cénomaniens (*Rotalipora cf. apenninica* Renz, dans les premiers décimètres).

b) Coupe de la série nummulitique des Séolanes entre le pli du Cap et l'Ubaye (fig. 36).

Ainsi que l'a décrit D. SCHNEEGANS, la série du Pli du Cap comporte la succession suivante (partie droite de la fig. 36) :

- 3 — Grès grossiers à grandes Nummulites, généralement mal stratifiés, et dont la patine

⁵⁷ J'ai expliqué (2^e partie, p. 32) que la Grande Séolane est une klippe dépendant probablement de la nappe du Parpaillon dont elle représenterait une écaïlle basale.

noire est due à une dissolution superficielle du ciment calcaire (10 à 50 m), passant en quelques mètres à :

- 4 — Ensemble de calcaires argileux finement détritiques, à patine « fauve », feuilletés et affectés de plus d'une schistosité qui efface la stratification, et prenant par place et de manière irrégulière un faciès ponctué de calcaires planctoniques. Ce terme, qui peut atteindre 25 à 30 m de puissance, se charge à sa partie supérieure en petits bancs gréseux centimétriques et passe progressivement au terme suivant ;
- 5 — Ensemble gréso-schisteux épais mais replissé (150 m ?), envahi à sa partie supérieure par le faciès des schistes à blocs (6).

Contre le pli du Cap cette série repose en légère discordance sur les calcaires jurassiques et sur un biseau de leur couverture crétacée (avec du Néocomien qui commence à apparaître ici).

Elle diffère de celle de la Petite Séolane par la présence des calcschistes « fauves », dont le faciès est identique à celui que prend l'ensemble à pistes des Trois-Evêchés entre le Lavercq et l'Ubaye.

Les schistes à blocs enfin comportent à leur base deux lames de calcaires blancs jurassiques, disposés

verticalement dans le sens de la stratification, et que j'interprète comme des bancs glissés dans les schistes pendant leur sédimentation⁵⁸.

En descendant le ravin de Chaudon en direction de l'Ubaye, on recoupe de nouveau la série nummulitique qui forme à elle seule une unité à structure synclinale séparée du Pli du Cap par un accident important, injecté de gypse, et qui repose en contact anormal sur le Flysch à Helminthoïdes de la vallée de l'Ubaye.

Cette série est marquée par un développement des grès à grandes Nummulites, qui atteignent près de 100 m de puissance et qui prennent à leur base un faciès de brèches à éléments calcaires centimétriques.

C) CARACTÈRES GÉNÉRAUX, POSITION STRATIGRAPHIQUE.

La série post-mésozoïque des Séolanes comporte donc trois ensembles lithologiques coiffés par la formation des Schistes à blocs.

Elle débute par des grès grossiers, à ciment calcaire, qui sont en réalité des microbrèches ou des

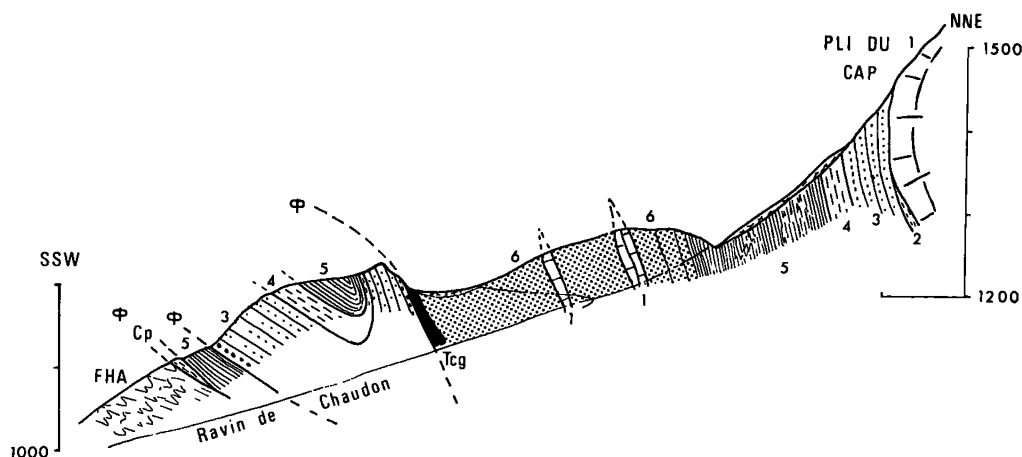


Fig. 36. — Série nummulitique des Séolanes entre le Pli du Cap et l'Ubaye (Ubaye occidentale) à l'Ouest de Chaudon (Ubaye occidentale).

1, Jurassique supérieur zoogène ; 2, Crétacé supérieur ; 3, Grès lutétiens ; 4, Calcschistes fauves ; 5, Flysch schisto-gréseux ; 6, Schistes à blocs (avec lames de Jurassique). — FHA, Flysch à Helminthoïdes du Martinet (nappe de l'Autapie) ; Cp, Ecaille de calcaires planctoniques sous une lame de flysch dépendant d'une unité basale du Morgon ; Tcg, Cargneules et « marbre fluidal » triasiques.

⁵⁸ D. SCHNEEGANS les considérait au contraire comme des lames anticlinales perçant les « brèches lutétiennes » (1938, p. 197).

brèches (partie basale) où l'on retrouve une partie du cortège clastique qui caractérise les conglomérats et les brèches des séries de l'Ubaye méridionale, mais sous une forme et dans des proportions apparemment différentes.

Le matériel cristallin n'y apparaît que par ses éléments, principalement quartz et feldspaths, comme s'il avait été arénisé avant le transport.

Le cortège triasique y est représenté surtout par les dolomies et les calcaires dolomitiques, en graviers à patine ocre.

Les éléments jurassiques ou crétacés sont rares ou même absents, sauf sous forme de blocs à proximité immédiate du mur de la formation.

Les organismes visibles sont uniquement de grandes formes de Nummulites, dont *N. millecaput* Boubée, *N. perforatus* Montfort, accompagnées d'Orthophragmines.

Cette microfaune, qui indique le Lutétien et qui est connue depuis Ch. LORY, est très souvent en mauvais état, avec des individus cassés, ce qui laisse supposer qu'elle a pu être remaniée.

Toutefois, dans le Rocher de Saint-Jacques, en face de Méolans, les Nummulites forment de véritables biostromes dans des grès fins et semblent en place dans le sédiment.

Les couches plus calcaires, qui surmontent l'ensemble gréseux en rive droite de l'Ubaye, manquent à la Petite Séolane. Par contre, on peut les observer à la base de la klippe de la Grande Séolane (en série renversée) sur l'arête de flysch qui mène au pas de Gemette. Cet ensemble montre parfois en lame mince une population de *Globorotalia*, dans un calcaire très argileux chargé en éclats de quartz. L'identité de ce faciès avec celui de la série des Trois-Evêchés au Nord du Lavercq permet de penser qu'il représente l'équivalent d'une partie de l'ensemble à pistes des unités plus méridionales.

Quant à l'ensemble terminal, il s'agit d'un flysch grés-schisteux identique à celui qui termine la série priabonienne en Ubaye méridionale.

Ces considérations permettent donc de conserver, pour cette série, la position stratigraphique qui lui est assignée depuis D. SCHNEEGANS : les grès représenteraient un Lutétien moyen et supérieur, le reste de la série étant priabonien.

D) CONCLUSION.

Il s'agit donc d'un équivalent latéral des séries de l'Ubaye méridionale, présentant la même évolution depuis une « molasse » post-orogénique vers un flysch typique, par l'intermédiaire d'un épisode pélagique assez bref ou même absent. Ici cependant, la transgression nummulitique serait plus précoce. C'est là un caractère paradoxal pour un domaine qui, depuis la fin du Trias, se comporte en permanence comme un haut-fond⁵⁹.

2) Massif du Morgon.

A) INTRODUCTION.

Le premier problème relatif au flysch, dans le domaine du Morgon, est d'arriver à une discrimination objective entre le flysch appartenant réellement aux séries du Morgon telles qu'elles ont été minutieusement étudiées par D. SCHNEEGANS, et tous les *autres flyschs* qui l'entourent.

Il faudrait donc se livrer tout d'abord à une étude structurale détaillée, non pas du massif lui-même, mais de son soubassement et de ses superstructures entre la Tête de la Gypièrre et la Montagnette ; cette étude n'a pas sa place ici, mais quelques indications rapides peuvent limiter le problème.

a) Le flysch dans le soubassement du Morgon.

Ce flysch est principalement constitué par le cortège du Flysch de l'Autapie (Flysch à Helminthoïdes et Flysch dissocié) que D. SCHNEEGANS avait observé en plusieurs points, tout en le confondant d'ailleurs avec son « flysch calcaire ». Ce cortège est accompagné de la formation des schistes à blocs qui adhère encore, au Nord du Lauzet, au toit d'une formation nummulitique représentée par un flysch schisto-gréseux sombre, contenant des microbrèches à petites Nummulites et Orthophragmines et qui peut être considéré comme priabonien.

Ce flysch, qui est renversé, est lui-même surmonté par des écaillés de calcaires planctoniques discontinues, chevauchées à leur tour par le Trias de la première unité du Morgon, l'écaillé de Dramonasc.

⁵⁹ Ce fait impliquerait donc un mouvement vertical descendant limité au « bloc Séolane ». Voir chapitre VIII, p. 86.

Il ne peut donc pas appartenir à la série du Morgon.

Il en est de même des affleurements discontinus de grès lutétiens qui jalonnent la cicatrice injectée de gypse, entre Chaudon et Les Blaches, au pied du Pli du Cap (p. 70).

Cet ensemble de séries complexes et effroyablement tectonisées est donc à rattacher d'une part au prolongement de l'unité des Trois-Evêchés, d'autre part aux écailles les plus externes de l'unité des Séolanes.

b) *Le flysch des superstructures.*

En dehors de la klippe de Flysch à Helminthoïdes de la Tête de la Gypière, l'énorme accumulation de Flysch noir chaotique du massif du Joug de l'Aigle⁶⁰, où aucune Nummulite n'a jamais été signalée, est à rattacher au Flysch dissocié de la nappe de l'Autapie et n'a aucune relation stratigraphique avec le Morgon.

B) LE FLYSCH DU MORGON PROPREMENT DIT.

En fin de compte, le flysch du Morgon se résume aux affleurements liés à l'écaille de Dramonasc et qui se suivent vers le NW au cœur du « synclinal du Morgon », et à ceux qui dépendent de l'écaille de la Lauze, qui vient immédiatement au-dessus.

N'ayant revu que très rapidement ce secteur, c'est plutôt une analyse critique des observations de D. SCHNEEGANS (1933, p. 136-138) que je présente ici.

Dans la série de l'écaille de Dramonasc, comme je l'ai d'ailleurs constaté moi-même, le flysch sombre, identique au faciès terminal habituel de l'Ubaye, repose en continuité apparente sur le sommet de la série des calcaires planctoniques, assez riches en intercalations détritiques, et qui montrent, en lame mince, une microfaune de *Globorotalia*.

On retrouve donc ici le problème posé à propos de la série des unités supérieures du Pelat :

— Les calcschistes à *Globorotalia* peuvent être paléocènes, et s'il n'y a vraiment aucune discontinuité à leur toit, il existe une forte présomption pour que les schistes noirs du haut de la série,

qui n'ont jusqu'à présent fourni aucune Nummulite, appartiennent encore à ce Paléocène ;

— Les calcschistes peuvent être plus récents, puisqu'un faciès identique est daté du Priabonien en Ubaye méridionale et, dans ce cas, on devrait observer une discontinuité à leur mur. Or, je rappelle qu'aux Trois-Evêchés, de même qu'au Pelat, cette discontinuité peut n'être marquée que par des lentilles centimétriques de microbrèches à Nummulites. Ici, elle a pu rester inaperçue, du fait des contraintes tectoniques qui développent une schistosité assez forte dans la série. Il faut aussi avouer qu'il est très difficile, dans ces pentes escarpées, de suivre les couches « en direction » et que les observations demeurent incomplètes.

C'est pourtant cette dernière hypothèse qui me paraît la plus vraisemblable ; en effet :

— D. SCHNEEGANS a signalé des pistes de *Palaeobullia* dans des grès et calcschistes du cœur du synclinal du Morgon, qui prolongent les affleurements de l'écaille de Dramonasc ; il avait d'ailleurs remarqué à cette occasion l'identité de ce faciès avec celui du Pelat (D. S., 1938, p. 138). S'il n'est pas question d'attribuer une valeur stratigraphique à ces traces plus ou moins énigmatiques, je suis certain, par contre, que ce faciès est dans l'Embrunais-Ubaye propre à la série post-lutétienne ;

— Vers le Sud, le flysch sombre qui vient au-dessus de cet ensemble à pistes se charge en schistes à blocs à sa partie supérieure (rive droite du ravin des Enfers). Or, cette formation ubiquiste peut être considérée comme un repère stratigraphique du sommet du Priabonien.

En ce qui concerne le flysch de la couverture de l'écaille de la Lauze, qui est identique au précédent, il semble que les calcaires à Helminthoïdes qu'y mentionne D. SCHNEEGANS y apparaissent brusquement au toit et représentent un témoin de la nappe de l'Autapie.

C) CONCLUSION.

En conclusion, il ne semble pas que la série nummulitique du Morgon soit très différente de celle de l'unité des Trois-Evêchés des environs du Lauzet ou des parties les plus internes du massif du Pelat.

De toute manière, le flysch ne joue qu'un rôle très limité dans ce domaine où il comporterait donc :

⁶⁰ Cette formation est injectée de gypses et de cargneules et prend un faciès de « wild flysch à évaporites » (Voir chapitre VIII, et aussi V de la cinquième partie).

- un équivalent de l'ensemble à pistes, très peu détritique, difficile à séparer de la série des calcaires planctoniques néocrétacés - paléocènes surmonté par :
- l'habituel flysch schisto-gréseux terminal des séries nummulitiques.

Cette série est probablement priabonienne, mais une révision ultérieure de la stratigraphie de l'ensemble des calcaires planctoniques, où se situe en fin de compte la solution du problème du flysch, devra être entreprise.

IV. — Le flysch des unités subbriançonnaises de l'Embrunais : pourtour de la demi-fenêtre d'Embrun et Embrunais occidental.

1) Pourtour de la demi-fenêtre d'Embrun : Le flysch de Saint-Clément.

A) RAPPEL DU CADRE GÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL.

Le fond de la demi-fenêtre d'Embrun, en amont de Châteauroux, est occupé par une masse de terrains à faciès de « flysch noir », qui s'interpose entre les Terres noires jurassiques de l'Autochtone et la nappe du Parpaillon, dont la base est soulignée par quelques lambeaux de poussée surmontés par un Complexe schisteux basal réduit tectoniquement.

Ce flysch manque généralement au Sud de la Durance. Au Nord, par contre, il se poursuit vers l'Ouest jusque dans la vallée de Réallon, mais de vastes glissements issus des montagnes de Flysch à Helminthoïdes empêchent généralement de l'observer de manière satisfaisante et cachent les continuités latérales.

Les multiples replis et écaillages qui affectent la formation rendent extrêmement difficile l'établissement d'une série lithostratigraphique, dont le soubassement originel est inconnu. En particulier, l'écaille de Roche Rousse, au Nord de Châteauroux, semble bien ne représenter qu'un lambeau de poussée coincé entre les Terres noires autochtones et le flysch, sans relation simple avec ce dernier ⁶¹.

⁶¹ L'âge tithonique-néocomien des calcaires à zones siliceuses de cet élément a été mis en évidence par M. GIGNOUX (1932). J. DEBELMAS et M. LATREILLE (1956) ont montré par la suite

B) ESSAI D'ÉTABLISSEMENT D'UNE SÉRIE LITHOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE.

La seule coupe, qui paraît à peu près indemne de redoublements tectoniques et où les affleurements ne sont ni trop masqués, ni exagérément froissés, est donnée par la crête du Bois de Pinfol, en rive droite de la vallée de la Durance, entre la vallée du torrent de Couleau et Saint-Clément (fig. 37).

Au-dessus des Terres noires oxfordiennes, surmontées par un conglomérat probablement crétacé du type de Saint-Sauveur d'Embrun, et qui appartiennent à une petite fenêtre d'Autochtone sous les nappes (J. DEBELMAS, 1956), on observe la série suivante :

- 1 — Un complexe de calcaires planctoniques néocrétacés qui semblent représenter le cœur d'une structure anticlinale écaillée et rabotée au contact de l'Autochtone ;
- 2 — Ces calcaires sont surmontés par un ensemble de schistes sombres, froissés, riches en plaquettes gréseuses centimétriques et qui comportent, à leur base, des lentilles de brèches polygéniques à grandes Nummulites et Orthophragmines. Ces brèches apparaissent au contact des calcaires planctoniques, soit à l'intérieur des schistes et des grès.

Le mauvais état des échantillons ne permet guère d'y reconnaître que *Nummulites millicaput* Bouée ⁶².

Cet ensemble, qui a une puissance apparente de 200 à 250 m, comporte plusieurs intercalations de calcaires planctoniques à *Globorotalia*, en couches métriques (dont une près d'un pylône électrique à la cote 1 325 sur la ligne de crête, et une autre avec des petites Nummulites, vers 1 450 m).

- 3 — A 1 500 m d'altitude, sur le versant de la vallée de Couleau, le toit de la formation

que les « Terres noires » sous-jacentes étaient liées à cette série qui se compléterait par des schistes noirs représentant peut-être le Crétacé moyen. En fait, ces schistes noirs comportent des niveaux de brèches calcaires monogéniques que j'ai pu également observer à la base de la falaise, au contact des schistes noirs du soubassement qui semblent bien représenter l'Oxfordien. De plus, par éclairage favorable, on peut constater que la série calcaire est affectée de nombreux replis dessinant une structure synclinale déversée vers le SW. Le sommet de la série serait donc renversé sous le flysch dont le contact basal est malheureusement masqué.

⁶² J. BOUSSAC (1912, p. 220) y signale *N. perforatus* Montfort et *N. brongniarti* d'Archiac et Haime.

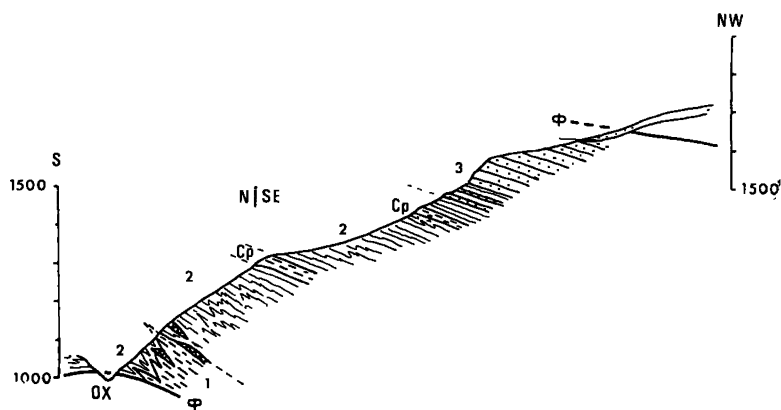


Fig. 37. — Coupe de la crête du Bois de Pinfol
(Flysch de St Clément, rive droite de la Durance).

Explications dans le texte.

schisteuse montre quelques mètres de schistes à blocs de grès monogéniques, représentant un niveau à slumping au pied d'un ensemble de grès grossiers, puissant de 100 à 150 m au moins.

Cet ensemble débute par un gros banc isolé, de 2 m d'épaisseur, très grossier à sa base et ravinant légèrement (microchenaux) les schistes sous-jacents. Il est surmonté par une vingtaine de mètres d'alternances métriques avec des schistes identiques, qui passent ensuite à la masse principale formée de bancs métriques jointifs, malheureusement inaccessible.

Cette série est chevauchée, vers 1 800 m d'altitude, par le Complexe schisteux basal et les grès du Flysch à Helminthoïdes.

D'une manière générale, au-dessus de la cote 1 325 la succession des assises tend à se tranquilliser, et les structures sédimentaires prouvent que la série est en permanence à l'endroit. Le contact à la base des grès est indubitablement de nature stratigraphique.

On doit donc admettre qu'ils appartiennent à la même série que le flysch sous-jacent.

Or, à l'Est de la crête de Pinfol, tout le versant droit de la vallée de la Durance est bouleversé par un écroulement ancien, probablement en partie antérieur à la dernière glaciation. Il s'agit d'un chaos de blocs et de strates divers, parfois de très grandes dimensions, noyés dans les éboulis et où tous les termes de la série précédente peuvent

être observés dans le plus grand désordre, mêlés à des éléments de la nappe du Flysch à Helminthoïdes⁶³.

Près d'Eglise-Vieille, l'un de ces blocs, qui provient de l'ensemble gréseux mentionné précédemment, contient une lentille de calcaires à petites Nummulites et Orthophragmines, qui fut découverte par M. GIGNOUX et L. MORET (1937). Associée à des calcaires à petites Nummulites et des schistes « à Globigérines et Nummulites » voisins, cet ensemble, évoquant la « trilogie » du Priabonien autochtone, a été interprété comme une écaille ultradauphinoise par J. DEBELMAS (1956).

Dans cette hypothèse, et en remarquant que les affleurements sur lesquels elle est basée sont situés dans un écroulement chaotique, on devrait observer un contact anormal sous les grès de la crête de Pinfol.

Une solution plus simple consiste à voir dans cette formation la couverture priabonienne du flysch sombre, débutant par des brèches à Nummulites lutétiennes, et qui peut se situer à la limite Lutétien-Priabonien, ou être déjà entièrement compris dans le Priabonien⁶⁴.

Cet ensemble gréseux, à faciès comparable aux grès d'Annot, serait alors un équivalent latéral des grès du Laus (série du lac d'Allos).

⁶³ Ce qui a pu faire croire à l'existence d'une série d'écailles tectoniques.

⁶⁴ Là encore, seule une étude micropaléontologique détaillée permettrait de lever le doute.

C) VARIATIONS RÉGIONALES DANS LE FLYSCH DE SAINT-CLÉMENT.

Il est difficile de parler de variations latérales pour cette formation dont la géométrie d'ensemble reste confuse.

Au Nord de Châteauroux, sous la nappe du Parpaillon, un affleurement de schistes à blocs est conservé dans un repli à proximité d'une lentille de grès conglomératiques à galets de granite et de micaschistes.

Dans le verrou glaciaire de Siguret, en rive gauche de la Durance, ce sont les faciès de calc-schistes détritiques à patine fauve, ponctués par des Globigérines, qui prédominent. On y rencontre quelques lentilles de brèches à petites Nummulites signalées déjà par D. SCHNEEGANS.

Enfin, *dans la vallée de Réallon*, le flysch de Saint-Clément prend un faciès de « schistes à lentilles de calcaires planctoniques » qui a été étudié par M. LATREILLE (1961, p. 74) et que je rapproche des faciès à blocs (olisthostromes) habituels au toit des différentes séries.

D) CONCLUSION.

Le flysch de Saint-Clément, qui comporte des termes attribuables au Lutétien et au Priabonien, dont la liaison stratigraphique n'est pas absolument certaine, se distingue donc des séries précédentes par l'incohérence de ses affleurements, attribuable cependant à des causes essentiellement tectoniques.

2) Massif de Piolit.

A) RAPPEL DU CADRE STRUCTURAL (fig. 80).

Etudié récemment en détail par M. LATREILLE (1961), ce massif comporte trois unités structurales :

— A la base, les unités de St-Apollinaire et de la Martinasse n'affleurent qu'à l'extrémité SE du massif, en bordure de la vallée de Réallon ; leurs traits stratigraphiques très voisins permettent de les grouper dans un même ensemble⁶⁵.

Cependant, l'extension latérale vers Réallon que leur donne M. LATREILLE est probablement exagérée par suite de glissements de versants.

⁶⁵ Dans cette partie très occidentale du Subbriançonnais des nappes de l'Ubaye, on retrouve encore la disposition en paquets de cartes glissés avec base apparente au SE qui a été signalée à propos des unités de l'Ubaye méridionale.

— Le reste du massif est occupé par l'unité de Piolit dont les multiples replis affectent une série principalement mésozoïque.

B) LE FLYSCH DU MASSIF DE PIOLIT.

a) Unité de la Martinasse - Saint-Apollinaire.

Le flysch y est constitué par un ensemble de schistes noirs à bancs de grès décimétriques, d'épaisseur indéterminée, dont la base est marquée par un complexe détritique peu épais qui a fourni des Nummulites lutétiennes. Ce dernier comporte soit des grès, microbrèches et brèches polygéniques, riches en dolomies triasiques et en calcaires du Jurassique moyen, soit des conglomérats à matériel éruptif identique à celui du lac d'Allos ou du Pelat (M. LATREILLE, 1961, p. 71-72).

Cette série représente donc un Lutétien supérieur - Priabonien transgressif sur des termes sénoniens ou paléocènes de la formation des Calcaires planctoniques.

b) Unité de Piolit.

Le flysch nummulitique ne joue qu'un rôle négligeable dans cette unité. Il y débute, dans le haut du vallon de la Rouanne, par quelques mètres de conglomérat sans éléments éruptifs, avec des Nummulites considérées comme lutétiennes. Cette série repose là sur des calcaires planctoniques paléocènes surmontant directement les Terres noires oxfordiennes, suivant un contact qui n'est peut-être pas stratigraphique, bien que M. LATREILLE ne précise pas ce point.

En effet, on sait qu'ailleurs la série de Piolit comporte une couverture néocrétacée-paléocène épaisse, très détritique à sa base (Cénomanién-Turonien) (fig. 30), venant en continuité sur un Crétacé inférieur réduit, mais complet. Il est donc surprenant que cette formation manque sous le Nummulitique de la Rouanne.

C) CONCLUSION.

Le flysch du massif de Piolit comporte donc un ensemble détritique basal, représenté soit par des brèches, soit par des conglomérats, surmonté par une formation identique au flysch schisto-gréseux sombre de l'Ubaye.

Cette série, légèrement discordante sur le Néocrétacé-Paléocène sous-jacent (discordance régionale), débiterait comme en Ubaye dans le Lutétien

supérieur et serait priabonienne pour sa partie supérieure.

3) Bassin du haut Drac.

A) FLYSCH NOIR D'ORCIÈRES.

Le Flysch noir d'Orcières, qui a tellement intrigué les auteurs par ses caractères chaotiques de « wildflysch ⁶⁶ » et dont M. LATREILLE a souligné la complexité, a été jusqu'à présent rattaché aux unités subbriançonnaises du fait de son contact mécanique avec les Grès du Champsaur (Priabonien autochtone) et en raison de la présence de brèches lutétiennes découvertes en 1932 par M. GIGNOUX et L. MORET (1933) dans des écaillles insérées à la partie basale de la formation.

En fait, les observations que j'ai pu faire à mon tour dans cette région m'ont montré qu'au Sud de Dourmillouse cette formation s'indente banc par banc avec le sommet des Grès du Champsaur, de la même manière (mais à une échelle tout autre) que les Schistes à blocs du toit des Grès d'Annot en Ubaye méridionale (pl. VIII).

Quant aux brèches à grandes Nummulites, généralement en contact avec des lames de calcaires planctoniques et auxquelles adhèrent encore des lambeaux d'un flysch qui est probablement subbriançonnais, il s'agit de corps étrangers flottant de manière chaotique dans cette formation qui en contient une multitude d'autres, dont l'origine peut être très proche (calcaires et grès du Priabonien autochtone) ou bien lointaine (Flysch à Helminthoïdes).

L'inventaire de ce chaos est d'ailleurs loin d'être terminé et d'autres campagnes de terrain seront nécessaires pour lever en détail cet ensemble aux caractères de mégabrèche et que j'assimile à la formation des Schistes à blocs supra-priaboniens de l'Autochtone, ici en position charriée parautochtone.

B) RÉGION DU COL DES TERRES BLANCHES (AU NORD DU ROC BLANC).

L'intense écaillage qui affecte la cicatrice de terrains subbriançonnais séparant la nappe du Flysch à Helminthoïdes du complexe nummulitique

autochtone dans la haute vallée de Dourmillouse ne permet pas d'établir une véritable série stratigraphique dans les écaillles du col des Terres Blanches.

On connaît là une bande de flysch constituée de schistes micacés à patine souvent ocre ou rouille, comportant des intercalations de grès grossiers quartzeux en bancs décimétriques et intriqués avec des écaillles de calcaires mésozoïques injectées d'une énorme masse de gypse (pl. IX).

Des bancs lenticulaires et étirés de calcaires gréseux, très riches en petites Nummulites et surtout en Orthophragmines, y sont associés des deux côtés du col, en plus grande abondance que cela n'a été observé. Par contre, je n'ai pas retrouvé les brèches à grandes Nummulites signalées par J. DEBELMAS (1955, p. 90).

Ce faciès évoque aussi bien celui des calcaires organogènes du Pelat que celui du Priabonien des écaillles parautochtones du haut Drac.

V. — Aperçu sur le flysch des unités subbriançonnaises de l'Ubaye orientale : région de Restefonds et revers de l'Argentera.

1) Région de Restefonds.

A Restefonds, la plupart du flysch qui a été jusqu'à présent considéré comme subbriançonnais appartient, en fait, soit à l'Autochtone (Schistes à blocs), soit à la nappe de l'Autapie (Flysch dissocié).

Les écaillles inférieures de Restefonds, dont l'attribution d'ensemble au domaine subbriançonnais n'est d'ailleurs pas prouvée, sont dépourvues de flysch au sens strict du terme. Par contre, comme je l'ai déjà mentionné, j'ai pu y observer quelques rares affleurements d'un conglomérat à matériel éruptif et à grandes Nummulites brisées, identique à celui du lac d'Allos ou du Pelat ; ce sont des écaillles isolées à la base des nappes et qui n'ont qu'un intérêt structural.

2) Unités du revers de l'Argentera.

A) INTRODUCTION.

Les complexités structurales et le léger métamorphisme qui affecte cette région y oblitèrent

⁶⁶ Voir particulièrement J. BOUSSAC, 1912, p. 221, et M. GIGNOUX et L. MORET, 1938, p. 138.

souvent les contacts entre les séries mésozoïques et les formations que l'on peut attribuer au flysch.

Ce dernier n'a d'ailleurs fait l'objet d'aucune étude détaillée de la part des auteurs italiens (B. FRANCESCHETTI, 1959, 1960 ; F. CARRARO, 1961) qui se sont surtout préoccupés de tectonique et ont repris en grande partie les conclusions stratigraphiques de Y. GUBLER. On doit en effet à cet auteur la découverte, à la Cima Piconiera, d'une série nummulitique qui débiterait par quelques mètres de calcaires détritiques à *Nummulites millecaput* Boubée, surmontés par un conglomérat polygénique sous un flysch grés-schisteux (Y. GUBLER, 1955). L'auteur souligne à juste titre l'analogie de cette série avec celles de la région frontale des nappes de l'Ubaye.

J'ai revu rapidement ce secteur au cours de quelques tournées sur le terrain, dont une en compagnie de MM. M. GIDON et J. ROSSET, ce qui me permet d'apporter quelques précisions sur la question du flysch dans cette région.

B) UNITÉ DU MONTE SALE (fig. 38).

Selon F. CARRARO, cette unité aurait une ossature formée essentiellement de calcaires massifs récifaux, dolomités, du Jurassique moyen et serait dépourvue de flysch⁶⁷.

Or, au cours de la tournée commune mentionnée précédemment, nous avons pu observer, au bas des Rocce Forni qui prolongent l'unité du Monte Sale sous la Piconiera, un affleurement de grès calcaire massif à grandes Nummulites ayant exactement le même faciès que le Lutétien des Séolanes. Ces grès sont là légèrement renversés sous une série de calcaires en plaquettes enveloppant une charnière de calcaires blancs, dont le faciès évoque celui du Jurassique supérieur des Séolanes. L'en semble gréseux repose lui-même, en série légèrement renversée, sur un flysch schisto-gréseux en contact anormal avec les grès d'Annot.

Il semble donc que l'unité du Monte Sale ait une série très semblable à celle des Séolanes, avec un flysch schisto-gréseux probablement priabonien surmontant une formation de grès plus ou moins discordante et attribuable au Lutétien.

⁶⁷ Les affleurements plaqués sur le Trias moyen du Monte Omo et cartographiés par F. FRANCHI dépendent plus vraisemblablement de la zone briançonnaise.

C) UNITÉ DE LA PICONIERA (fig. 38).

Aux observations faites par Mme Y. GUBLER, j'ajouterai simplement les remarques suivantes :

a) Les calcaires détritiques à grandes Nummulites (Lutétien) reposent sur une formation de calcaires en plaquettes ponctués, malheureusement assez étirés et chargés en séricite, dans lesquels on trouve déjà plusieurs bancs de calcaires gréseux à petites Nummulites et Orthophragmines⁶⁸. Il ne semble pas qu'il y ait une discontinuité particulière entre cet ensemble, qui atteint une dizaine de mètres, et les calcaires en plaquettes sous-jacents qui appartiennent certainement au Crétacé supérieur. Par contre, une surface de ravinement est visible sous le gros banc (3 m) de calcaire lutétien. Il se pourrait donc que les niveaux fossilifères sous-jacents représentent un Eocène inférieur ou, plus probablement, un Paléocène supérieur comparable à celui du Mont Pelat.

b) Le flysch schisto-gréseux sommital, assez chargé en micas détritiques et en phyllites néoformées, est séparé du conglomérat polygénique par une discontinuité structurale soulignée par un chapelet d'écailles de calcaire marmoréen rosé qui se complète, plus à l'Ouest, par de gros amygdaloïdes de dolomies triasiques.

Ce flysch appartient donc à une autre unité, soit à une digitation supérieure de la Piconiera, soit à une écaille basale de l'unité du Monte Giordano.

c) Aux environs de Servagno, à 3 km au SE de Bersezio, en rive gauche de la Stura (comme l'a très justement noté B. FRANCESCHETTI (1960, p. 90), c'est à l'unité de la Piconiera qu'il faut rapporter les brèches et microbrèches à petites Nummulites surmontant un ensemble mésozoïque très laminé et qui sont chevauchées par les masses de cargneules enveloppant l'extrémité de l'unité du Monte Giordano.

En fin de compte, la série nummulitique de la Piconiera présente des affinités certaines avec celle du Pelat (et non pas du lac d'Allos, comme le dit Mme GUBLER) dont elle semble posséder les termes basaux⁶⁹.

⁶⁸ Cette observation a été faite aussi par F. CARRARO (1961 a, p. 377).

⁶⁹ C'est probablement cette unité qui se retrouve dans la fenêtre rétro-charriée de Demonte-Aisone plus à l'Est (F. CARRARO, G. V. DAL PIAZ *et al.*, 1967).

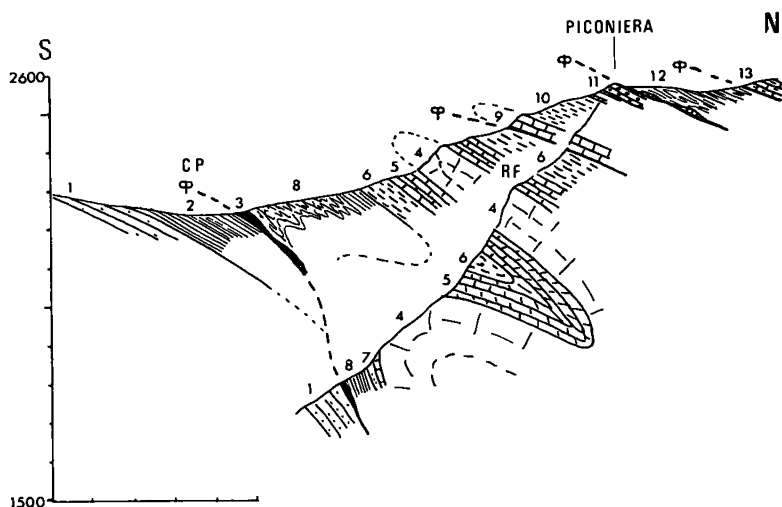


Fig. 38. — Coupe de la crête méridionale de la Cima Piconiera (versant nord de la vallée de la Stura di Demonte, Italie) (schématique).

Autochtone : 1, Grès d'Annot ; 2, Flysch sombre sommital (équivalent des schistes à blocs de l'Ubaye).

Unité du Monte Salé : 3, Cargneules triasiques soulignant le contact anormal de base ; 4, Jurassique sub zoogène et dolomitique ; 5, Calcaires en plaquettes (Néocomien ?) ; 6, Calcaires planctoniques (Néocrétacé) ; 7, Grès lutétiens à faciès « Séolanes » ; 8, Flysch schisto-gréseux.

Unité de la Piconiera : 9, Calcaires jurassiques, avec faciès de type « Guillestre », lits siliceux, etc. ; 10, Calcaires planctoniques ; 11, Nummulitique, avec conglomérat polygénique de type « Pelat ».

Écailles supérieures : 12, Flysch schisto-gréseux, avec écailles basales ; 13, Calcaires marmoréens en plaquettes (Jurassique du Monte Giordano ?).

CP, Colle Piconiera ; RF, Rocce Forni.

Le fait à souligner est la présence à cet endroit d'un témoin d'une formation calcaire qui semble bien être réellement lutétienne, surmontée elle-même par un ensemble conglomératique qui représente un épisode de remaniement un peu plus récent, peut-être déjà priabonien, comme au Pelat. On comprend mieux, dès lors, l'abondance de Nummulites lutétiennes remaniées dans ce conglomérat.

D) UNITÉ DU MONTE GIORDANO.

Des « schistes » argileux sombres participent aux replis de cette unité dont la série mésozoïque rappelle celle du massif de Piolit. Il n'existe actuellement aucun indice certain pour que cette formation puisse être considérée comme « flysch ». Il s'agit plus probablement, au contraire, soit de Terres noires jurassiques, soit d'un équivalent du Néocomien supérieur de Piolit : c'est tout du moins ce qui semble résulter des levés inédits de

M. GIDON, effectués récemment en vue de la rédaction de la Feuille Larche au 1/50 000^e.

VI. — Vue d'ensemble du flysch des unités subbriançonnaises.

La complexité et l'incohérence que semblait présenter le flysch des unités subbriançonnaises en Embrunais-Ubaye s'effacent donc à la lumière des faits observés en Ubaye méridionale où les conditions structurales favorables permettent d'établir une série de référence et de trier les formations étrangères qui le parasitent.

1) Faits établis.

Il reste alors un ensemble de formations d'épaisseur modérée, inférieure dans tous les cas à 500 m, qui sont comprises dans l'*Eocène moyen et supé-*

rieur, et qui reposent sur des séries mésozoïques à paléocènes, plus ou moins plissées et érodées, suivant une surface de *discordance*.

Les variations latérales de faciès que montrent ces séries antérieures sont bien plus considérables que celles du groupe nummulitique, qui apparaissent plutôt comme des nuances d'un thème commun.

Ce thème est bâti sur une séquence-type dont les termes sont particulièrement nets en Ubaye méridionale, et au cours de laquelle la sédimentation, d'abord *molassique* ou *pélagique* largement influencée par la nature et la morphologie des fonds et des bords du bassin, devient progressivement rythmique, pour constituer un *flysch* tout d'abord à dominante calcaire, puis à dominante pélitique. Ce dernier est pratiquement identique dans tout le bassin si on fait abstraction des accidents gréseux qui l'envahissent localement.

On constate donc que seuls les termes moyens et supérieurs de ce groupe nummulitique méritent leur qualificatif de « *flysch* ».

Cette séquence-type a tendance à se condenser en Embrunais et en Ubaye orientale, où le *flysch* à dominante pélitique succède immédiatement aux conglomérats et brèches basales.

2) Problèmes en suspens.

A) AGE EXACT DES PREMIERS DÉPÔTS.

L'âge exact des premiers dépôts n'a pas pu être précisé partout, mais il semble que la plupart des brèches et conglomérats généralement attribués jusqu'alors au Lutétien appartiennent déjà au Priabonien inférieur remaniant un Lutétien pré-existant. C'est du moins ce qui résulte des observations faites en Ubaye méridionale. Les dépôts d'âge réellement lutétien seraient alors limités au domaine des Séolanes et éventuellement à celui de la Piconiera. Ces données incertaines ne permettent pas de reconnaître un sens à la transgression nummulitique qui s'est probablement effectuée de manière complexe au milieu de paléoreliefs résiduels dont certains ont pu constituer des îlots tardivement recouverts.

Si la lacune générale de l'Eocène inférieur semble bien prouvée, ce qui confirme les résultats des travaux de Mme Y. GUBLER, son extension générale à une partie plus ou moins large du Lutétien reste donc problématique.

B) PROBLÈME DE L'ORIGINE DU MATÉRIEL DÉTRITIQUE.

Les éléments *sédimentaires* des brèches et conglomérats de base sont manifestement empruntés à des reliefs voisins, émergés ou non, et dont la distribution géographique, au début de la sédimentation, devait être particulièrement aléatoire. On a vu que ce matériel est riche en éléments triasiques qui ont pu être prélevés aussi bien au substratum originel des nappes subbriançonnaises, avant leur décollement au niveau du Trias supérieur, qu'au domaine briançonnais voisin. Il faut cependant reconnaître que l'on n'y a pas encore trouvé un seul morceau d'une roche vraiment typique de la série briançonnaise, comme du « marbre de Guillestre ⁷⁰ » par exemple.

Les éléments *éruptifs* viennent de plus loin ; la croissance rapide de la taille maximale des galets entre La Martinasse (3 à 4 cm selon M. LATREILLE) et l'Ubaye méridionale (20 à 30 cm au Laverq et au lac d'Allos) incite à leur assigner une *provenance méridionale* en accord avec le développement de la formation conglomératique dans cette direction.

Mais cette direction débouche maintenant en un point où la flèche de recouvrement des nappes est au minimum de 40 km et où il n'est donc pas question de trouver *actuellement* la source du matériel en question.

Cependant, leur analogie avec ceux de l'unité du col de Tende et le fait qu'ils se développent plutôt dans la partie externe et méridionale des nappes de l'Ubaye permet de penser que la ride de socle se situait vers le Sud, dans des conditions comparables à la cordillère tendasque, c'est-à-dire le plus probablement entre les futurs domaines autochtone et subbriançonnais (voir, à ce propos, A. GUILLAUME, 1962 et 1967) ⁷¹.

C'est encore vers le Sud (ou le Sud-Est) que l'on a tendance à chercher l'origine du matériel quartzueux des grès des Trois-Evêchés (selon les directions des figures basales).

⁷⁰ Le faciès noduleux « Guillestre », du Jurassique supérieur, n'est toutefois pas généralisé dans tout le Briançonnais.

⁷¹ Un problème similaire est posé par les galets de granite du synclinal priabonien de St-Antonin des Alpes maritimes, dont l'origine reste encore dubitative (J. VERNET, 1964) alors que la série à laquelle ils appartiennent est pourtant très peu déplacée par rapport aux charriages des nappes de l'Ubaye.

Il se peut que l'étude sédimentologique ultérieure de ces constituants apporte des précisions sur ce problème, dont la solution restera toujours tributaire de l'hypothèse suivant laquelle on replace les différentes unités dans leur patrie respective.

3) *Première esquisse paléogéographique.*

Les premiers dépôts sont donc généralement des conglomérats qui s'accumulent préférentiellement dans des chenaux et des ombilics résiduels du relief et dont les premières couches peuvent remonter à un Lutétien supérieur. Des paléoreliefs, comme le rocher de Tête Ronde ou la lame de calcaires planctoniques de la rive méridionale du lac d'Allos, ne seront jamais recouverts par ces sédiments de type molassique, mais seulement par les dépôts qui viennent ensuite.

Ceux-ci correspondent en effet à la base de l'ensemble à pistes, où une sédimentation pélagique analogue à celle du Crétacé supérieur essaye de s'affirmer, en même temps que les apports détritiques viennent s'étaler dans le bassin par un mécanisme qui va devenir principalement celui des courants de turbidité.

Cependant les quelques intercalations de calcaires organogènes issus d'une thanatocoenose en milieu euxinique montrent que des conditions bathymétriques et écologiques inhabituelles peuvent apparaître localement dans un bassin de flysch.

Elles montrent que la profondeur de la mer priabonienne était probablement très modérée ⁷².

Peu à peu, une rythmicité presque parfaite des arrivées détritiques s'établit, en même temps que l'élargissement du bassin (qui devait à ce moment communiquer largement avec celui du Priabonien autochtone et avec le bassin briançonnais) éloigne les sources d'apports détritiques. Les sédiments clastiques parviennent alors dans la partie du bassin actuellement visible, par le mécanisme des courants de turbidité, à l'exception de quelques galets et blocs atterrissant au bas d'éventuels canyons sus-marins et qui donneront quelques lentilles de brèches résiduelles.

⁷² Je pense que le caractère essentiel de ce qu'on appelle flysch est avant tout un certain mécanisme de remobilisation des sédiments, des bordures vers le centre d'un bassin, en fonction de certains paramètres relatifs au volume des apports continentaux et à la morphologie sous-marine. La nature du matériel, les dimensions et le caractère ouvert ou fermé du bassin importent peu.

Une évolution morphologique et peut-être climatique fait alors disparaître les éléments calcaires et l'on passe ainsi à un flysch dont le faciès est en tous points identique à celui de l'Autochtone de la bordure méridionale du massif de l'Argentera, dans la région de disparition du faciès grès d'Annot.

La sédimentation cesse alors, soit par exondation, soit par l'arrivée de coulées boueuses transportant des éboulis tombés des nappes archaïques ⁷³, ainsi qu'en témoigne le revêtement de schistes à blocs, commun d'ailleurs à des domaines divers.

L'amplitude des événements qui prennent place entre le Paléocène supérieur et le Lutétien demeure difficile à préciser.

J'ai montré qu'en Ubaye méridionale, un certain nombre de faits plaident en faveur d'une phase tectonique violente, allant peut-être jusqu'à des déplacements à composante horizontale considérable.

On se demande dès lors comment de tels mouvements aient pu être étroitement localisés à cette région et inexistant ailleurs ; au Morgon, à Piolit, le Nummulitique vient en concordance apparente sur les terrains antérieurs ; cependant, M. LATREILLE a montré que cette concordance masquait une discordance cartographique soulignée par l'absence locale du Paléocène sous les premières couches à Nummulites.

Quoi qu'il en soit, il y a une disparité évidente entre les relations du Nummulitique et des terrains antérieurs observés de part et d'autre de l'Ubaye.

Cette énigme peut s'expliquer de deux manières :

1° Les mouvements violents sont le propre des unités méridionales, où il se trouve justement que les conglomérats de base du Nummulitique sont le plus développés et semblent traduire un contexte orogénique plus accidenté ; ces mouvements s'estomperaient vers le Nord et l'Est...

2° Les mouvements de la phase éocène existent partout, mais ils n'apparaissent pas au Morgon et à Piolit parce que leur échelle est trop grande eu égard à l'exigüité des affleurements nummulitiques actuellement visibles.

Or, la parenté étroite des séries nummulitiques de l'Embrunais-Ubaye, dont les variations latérales sont parfois plus notables à l'intérieur d'une même unité (Trois-Evêchés, Pelat) qu'entre deux unités différentes, contraste avec le caractère disparate

⁷³ Voir 4^e et 5^e parties.

des séries mésozoïques sur lesquelles elles reposent ; ceci suggère que la différenciation structurale de ces différents domaines et que leur juxtaposition par des accidents tectoniques importants pouvaient être déjà achevées ou largement ébauchées avant le dépôt du Nummulitique, pendant la phase de l'Eocène inférieur.

Cette question s'intègre au problème plus général de la paléogéographie du domaine pennique externe et fera l'objet d'un développement ultérieur.

VII. — Aperçu sur le flysch de la bordure externe de la zone briançonnaise.

1) Introduction.

Sur sa marge interne, la nappe du Flysch à Helminthoïdes repose généralement sur un « Flysch noir » distinct du Complexe schisteux basal et qui dépend de la zone briançonnaise, dont il est plus ou moins décollé (fig. 46 et pl. XI).

Les replis et froissements intenses qui affectent ici les terrains rendent leur déchiffrement stratigraphique presque impossible. Tout au plus peut-on donner une vue d'ensemble de l'allure de ces séries que je n'ai pas étudiées de manière approfondie : en effet, il faudrait de toute évidence reprendre l'étude non seulement du flysch, mais aussi de la série des Calcaires en plaquettes sur toute l'étendue du domaine briançonnais pour arriver peut-être à une compréhension satisfaisante de cette question.

Je présente donc ici des observations et des résultats tout à fait provisoires.

En ce qui concerne la seule bordure de la zone briançonnaise entre Guillestre et le col de Larche, il est possible de distinguer deux types de séries, suivant que l'on se trouve dans le secteur de Vars ou dans le secteur de Larche.

2) Secteur de Larche.

A) COUPE DU CHAÎNON SIGNOURA - TÊTE DURE - VIRAYSSE.

Entre Meyronnes et Argentera, le « Flysch noir » briançonnais, aux affleurements réduits, est étroitement lié à l'ensemble des Calcaires en pla-

quettes appartenant principalement à la couverture de la nappe de Sautron (M. GIDON, 1962)⁷⁴.

La formation des Calcaires en plaquettes repose sur une série érodée généralement jusqu'au Jurassique moyen, mais des restes de calcaires blancs du Jurassique supérieur apparaissent ici et là.

Elle comporte dès la base de nombreux bancs décimétriques à métriques de grès, microbrèches et brèches polygéniques riches en éléments triasiques et jurassiques. A la Signoura (fig. 39), cette série atteint environ 200 m de puissance et passe

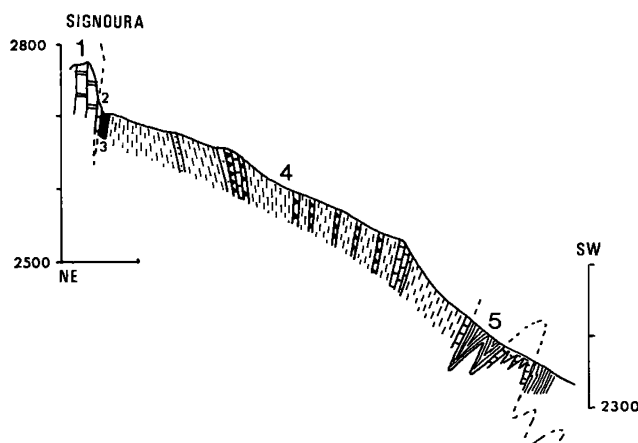


Fig. 39. — Coupe du versant SW de la Signoura (frontière franco-italienne au col de Larche) (Zone briançonnaise externe).

1, Jurassique moyen ; 2, Jurassique supérieur ; 3, Schistes argileux noirs (Cénomaniens ?) ; 4, Calcaires planctoniques en plaquettes, avec intercalations de brèches polygéniques ; 5, Flysch schisto-gréseux sombre.

brusquement au « Flysch noir », constitué de schistes pélitiques sombres, alternant de manière anarchique avec des grès fins ou grossiers, en bancs centimétriques à métriques et des brèches en amas plus ou moins lenticulaires, et de même nature que les brèches précédentes. Près d'Argentera, C. STURANI y signale des intercalations de calcaires à petites Nummulites et Orthophragmines (C. STURANI et C. KERCKHOVE, 1963, p. 226).

⁷⁴ En réalité, une partie de la série dépendrait, au droit d'Argentera, d'unités plus profondes (Nappe du haut Rouchouse, selon M. GIDON, et également nappe de Rocca Peroni, selon C. STURANI (C. STURANI et C. KERCKHOVE, 1963).

Les répétitions successives de Flysch noir et de calcaires en plaquettes à brèches, qui occupent tout le bas du versant de la Signoura, sont imputables à des replis en accordéon et non pas à des récurrences lithologiques : ce fait est prouvé par les charnières observées dans le versant et par les terminaisons périnclinales qui font disparaître chacune des bandes de schistes noirs vers le SE.

L'intensité de ces duplicatures augmente au contraire vers le NW ; à l'W de la Tête de Viraysse, les rapports du « Flysch noir » avec la série des Calcaires en plaquettes n'ont plus rien de stratigraphique (fig. 40).

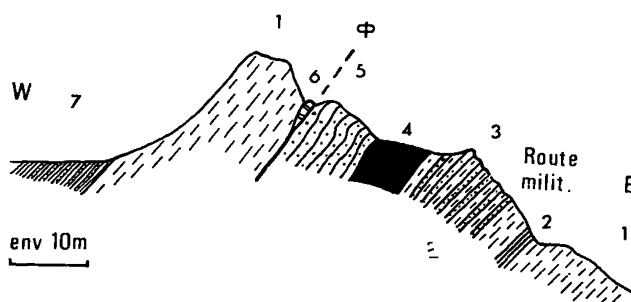


Fig. 40. — Contact entre les Calcaires en plaquettes et le Flysch au col de Mallemort, à l'Ouest de la Tête de Viraysse (Zone Briançonnaise au Nord de Larche, Ubaye orientale).

1, Calcaires planctoniques néocrétacés ; 2, Couches rouges (Paléocène ?) ; 3, Calcaires planctoniques à intercalations de grès et microbrèches ; 4, Schistes noirs et verts ; 5, Grès feldspathiques grossiers ; 6, Ecaille de calcaire jurassique ; 7, Flysch schisto-gréseux.

B) ESSAI DE STRATIGRAPHIE.

Affectée par un métamorphisme naissant (développement de cristaux de quartz, d'albite authigène et de phyllites, recristallisation du ciment calcaire des grès et brèches, nourrissage des grains de quartz des grès qui tendent à prendre un faciès de quartzites) et parfois très étirée, la formation des Calcaires en plaquettes à brèches n'a pas fourni d'éléments permettant de la dater à la Signoura (mis à part des fantômes de *Globotruncana* dans les premiers niveaux calcaires).

Près d'Argentera, dans une digitation différente (écaille de la Tinetta), C. STURANI y a observé des

Inocérames et Bélemnites à la base, et des *Globorotalia*, puis de petites Nummulites dans des niveaux de transition au Flysch noir (C. STURANI et C. KERCKHOVE, 1963).

A l'aiguille de Barsin, dans la nappe du haut Rouchouze, une formation analogue mais plus réduite, qui repose sur un Jurassique à faciès Guillestre bien développé, a fourni *Orbitoides apiculata* Schlumberger à la base et des petites Nummulites malheureusement indéterminables à sa partie supérieure (Y. GUBLER, J. SIGAL, J. ROSSET et C. KERCKHOVE, 1958).

J'ai pour mon compte retrouvé des bancs de brèches à petites Nummulites et Orthophragmines à l'Ouest de Tête Dure près de Larche ; l'un d'entre eux se situe à moins de 50 m de la base de la formation qui repose ici directement sur les calcaires du Jurassique moyen⁷⁵ ; d'autres apparaissent plus loin, mais des bandes de « flysch noir » montrent qu'il y a déjà là des duplicatures du style de celles de la Signoura (fig. 41).

Ces données paléontologiques ont donc permis de penser que cette formation, qui ressemble singulièrement à celle que j'ai décrite au Pelat, montrait un passage continu du Maestrichtien à un Eocène indéterminé, plutôt inférieur (C. KERCKHOVE, 1965).

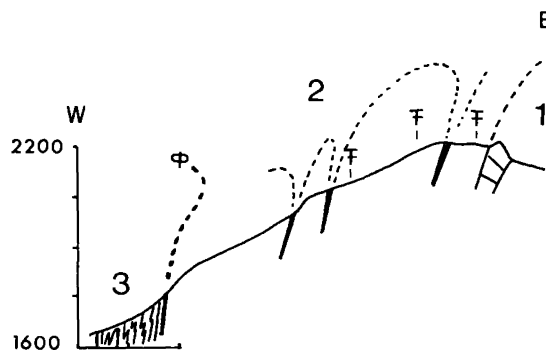


Fig. 41. — Coupe de l'arête occidentale de Tête Dure, à l'Est de Larche (Zone Briançonnaise).

1, Mésozoïque se terminant par les calcaires du Jurassique moyen ; 2, Ensemble des Calcaires planctoniques avec brèches et intrications de flysch schisto-gréseux sombre (en noir) et 3 gisements de petites Nummulites ; 3, Complexe schisteux basal de la nappe du Parpaillon.

⁷⁵ Ce contact n'est peut-être pas stratigraphique : un décollement ayant fait disparaître une partie de la série n'est pas exclu.

Or, selon A. BLONDEAU qui a bien voulu examiner les préparations microscopiques faites dans les échantillons de Tête Dure, les petites Nummulites seraient des formes priaboniennes du groupe de *N. chavannesi*, associées d'ailleurs à des débris de grandes Nummulites lutétiennes remaniées.

On serait donc de nouveau en présence d'une série sans aucun hiatus lithologique tangible, débutant de manière certaine au Crétacé supérieur, comportant probablement le Paléocène et sautant immédiatement au Priabonien.

Dans le cas de Tête Dure, on est évidemment tenté d'expliquer cette anomalie par un phénomène de condensation stratigraphique.

Il faut cependant remarquer que chaque fois que l'on a découvert des niveaux à Nummulites dans la formation des calcaires planctoniques briançonnais, généralement à leur partie sommitale⁷⁶, il s'agit toujours soit de formes indéterminables, soit d'espèces déjà lutétiennes, voire priaboniennes :

C'est le cas au NW de Serre-Chevalier (R. BYRAMJEE, M. LEMOINE et F. POIMBŒUF, 1953), de même que près du Lac Vert, dans le massif de la Font Sancte (F. BLANCHET, 1934, p. 119)⁷⁷.

On doit donc constater que la présence de l'Eocène inférieur (= Yprésien) n'a jamais été démontrée dans cette série « compréhensive ».

Dans l'état actuel des connaissances sur cette question, on peut à la rigueur admettre qu'il y ait là une lacune sans émergence, ou une condensation stratigraphique.

Toutefois, la région du Pelat montre des faits similaires ; or j'ai montré que la lacune de l'Eocène inférieur et d'une grande partie du Lutétien pouvait s'y manifester sans la moindre discordance et discontinuité apparente dans les séries qui ont aussi été considérées comme compréhensives (J. BOUSSAC).

On peut donc se demander s'il n'en est pas de même dans le Briançonnais.

⁷⁶ La dernière trouvaille en date est sans doute celle que j'ai faite en 1968 en compagnie de J. C. BARFÉTY, dans le bas du vallon de Tramouillon, à l'Ouest de St-Crépin : on observe là au toit des calcaires planctoniques du Ponteil quelques décimètres de microbrèche à petites Nummulites coincées sous une faille importante délimitant le plateau de Champcella.

⁷⁷ J'ai examiné les plaques minces faites par cet auteur dans ces niveaux à Nummulites ; les grandes formes de Nummulites toutes brisées sont accompagnées de petites formes dont certaines évoquent *N. chavannesi*, associées à des *Asterodiscus* et *Actinocyclus* en meilleur état. Le microfaciès est très comparable au Priabonien remaniant l' Lutétien de la région du Pelat.

C) CONCLUSION.

En conclusion, le flysch briançonnais des environs de Larche est constitué par une formation de schistes et de grès d'épaisseur indéterminée, certainement priabonienne, et qui repose en continuité sur une série de calcaires planctoniques en plaquettes avec brèches, datés du Crétacé supérieur (Sénonien) à leur base et apparemment du Lutétien supérieur (?) Priabonien au sommet, avec lacune probable mais de nature indéterminée de l'Eocène inférieur.

3) Secteur de Vars.

A) INTRODUCTION.

De Fouillouse à Guillestre, une énorme accumulation de « Flysch noir » s'intercale entre les montagnes du Parpaillon et le bord de la zone briançonnaise, représenté par le massif de la Font Sancte et celui de Chambeyron, au SE de l'Ubaye.

Il y est très difficile de faire la part de ce qui appartient au complexe schisteux basal du Flysch à Helminthoïdes et de ce qui dépend de la couverture de flysch de la zone briançonnaise.

En effet, le contact entre ces deux séries n'est souligné que par de rares écailles de calcaires planctoniques. Le faisceau de failles de Serenne et de nombreux glissements viennent encore oblitérer ces rapports complexes.

B) LITHOLOGIE.

C'est une formation à dominante pélitique et gréseuse, où le faciès le plus courant est une alternance décimétrique de schistes argileux brun-noir, parfois verts, souvent finement gréseux et chargés en micas, et de grès fins en plaquettes centimétriques à décimétriques ; les grès grossiers et les microbrèches y forment des bancs lenticulaires plus épais ; des intercalations lenticulaires de brèches ou de conglomérats y apparaissent ici et là (en particulier sur la crête de Vars, entre ce pays et le col de Serenne) ; des calcaires azoïques à patine rousse et à cassure bleu sombre, en bancs de 30 à 40 cm y sont communs ; enfin, on observe localement des alternances centimétriques ou décimétriques de schistes sombres et de calcaires en plaquettes grises, sonores, à grain fin et cassure sombre, qui rappellent certains faciès des calcaires planctoniques.

Dans les environs du lac de l'Etoile, sur la crête qui joint le Paneyron au col de Serenne, la partie supérieure apparente de cette série qui plonge vers le SW devient très chaotique et passe à une sorte de wildflysch à gros blocs ou tronçons de strates de matériel divers : dolomies triasiques, Jurassique à faciès noduleux de type Guillestre, calcaires planctoniques : l'un de ces corps étrangers montre même un contact stratigraphique entre des couches rouges planctoniques et un calcaire à Bélemnites qui semble attribuable au Jurassique supérieur.

C) POSITION STRATIGRAPHIQUE.

Cette série n'a fourni aucun élément susceptible de préciser sa position stratigraphique, à l'exception d'une petite Nummulite douteuse dans un banc de grès en amont de Sainte-Marie-de-Vars, dans la vallée du Chagne, et de quelques Globigérines à grosses perforations et à cachet éocène, observées en lame mince dans une microbrèche des environs du lac de l'Etoile ⁷⁸.

Il s'agit donc peut-être d'Eocène, sans plus de précision, ce qui est d'ailleurs prouvé par le fait que cette série repose à Guillestre sur des calcaires planctoniques dont le sommet est daté du Paléocène.

D) RAPPORTS AVEC LA ZONE BRIANÇONNAISE. PROBLÈME DU FLYSCH DE LA VOUTE DE MANOAL - LES HOURTCHS.

Le contact avec le Mésozoïque briançonnais de la nappe du Châtelet reste de nature problématique : il est certainement en grande partie tectonique de l'Ubaye au droit de Vars, comme le montre la série d'écailles de calcaires jurassiques qui larde la partie basale du flysch à l'aval immédiat du pont du Châtelet dans les gorges de l'Ubaye.

Au NE de Serenne, ce flysch constitue de larges plaques sombres sur la voûte à ossature de Trias et de Jurassique que dessine la nappe du Châtelet sous le pic des Hourtchs : il semble reposer là transgressivement sur une série érodée localement jusqu'au Jurassique moyen et où les calcaires en plaquettes manquent presque partout (M. GIDON, 1962, p. 63).

⁷⁸ Mais un autre banc microbréchique a fourni en lames minces plusieurs *Globotruncana* certaines, qui peuvent cependant être remaniées.

En réalité, les observations que j'ai faites sous le pic des Hourtchs et à l'extrémité nord de la crête du vallon Laugier, plus au Nord, permettent de penser qu'il y a là au moins deux séries superposées (fig. 42 et 43).

a) une série inférieure représente la couverture de la nappe du Châtelet et débute par des grès grossiers au contact d'une série de calcaires planctoniques en grande partie déjà décollée. Assez bien développée à l'extrémité nord de la crête du vallon Laugier, cette série « autochtone » manquerait sous le pic des Hourtchs.

b) une série supérieure forme le soubassement du pic des Hourtchs ; elle débute aussi par des grès en gros bancs métriques à faciès « Annot », adhérents sur quelques mètres de calcaires en plaquettes écrasés, eux-mêmes en contact anormal sur la nappe du Châtelet par un chapelet d'écailles.

Les termes suivants présentent des traits inhabituels qui avaient déjà été remarqués par F. BLANCHET (1934, p. 123) : au-dessus d'une série de calcaires gréseux en plaquettes rousses extrêmement plissées viennent des alternances de brèches à gros blocs de matériel cristallin (granite, mica-schistes, amphibolites, quartzites), de bancs de schistes siliceux versicolores évoquant des Radiolarites, de schistes noirs à nodules manganésifères et deux ou trois bancs de calcaires rouges ou verts, d'aspect marmoréen qui m'ont fourni, en lame mince, des *Globotruncana* du groupe de *lapparenti* (cf. *tricarinata* ?), associées à des formes monacaréennes difficiles à identifier.

L'âge néocrétacé (Turonien-Sénouien) de ce banc ne fait pas de doute et il appartient indubitablement à la série en tant que banc et non pas écaille ou gros galet.

Je suis donc amené à penser que ce « flysch » très probablement néocrétacé des Hourtchs est totalement étranger à la nappe du Châtelet où il jouerait le rôle d'une pseudo-couverture ayant remplacé le flysch tertiaire initial. Sa provenance reste dans ce cas problématique : aucune série de ce type n'a encore été observée dans la zone briançonnaise. Par contre, elle n'est pas sans rappeler des faciès que j'ai observés en compagnie de M. LEMOINE dans les « écailles intermédiaires » au Nord du Montgenèvre ⁷⁹.

⁷⁹ Ainsi que certaines brèches de la « 4^e écaille », ou encore les brèches néocrétacées de la Tsanteleina en Vanoise (F. ELLENBERGER, 1958).

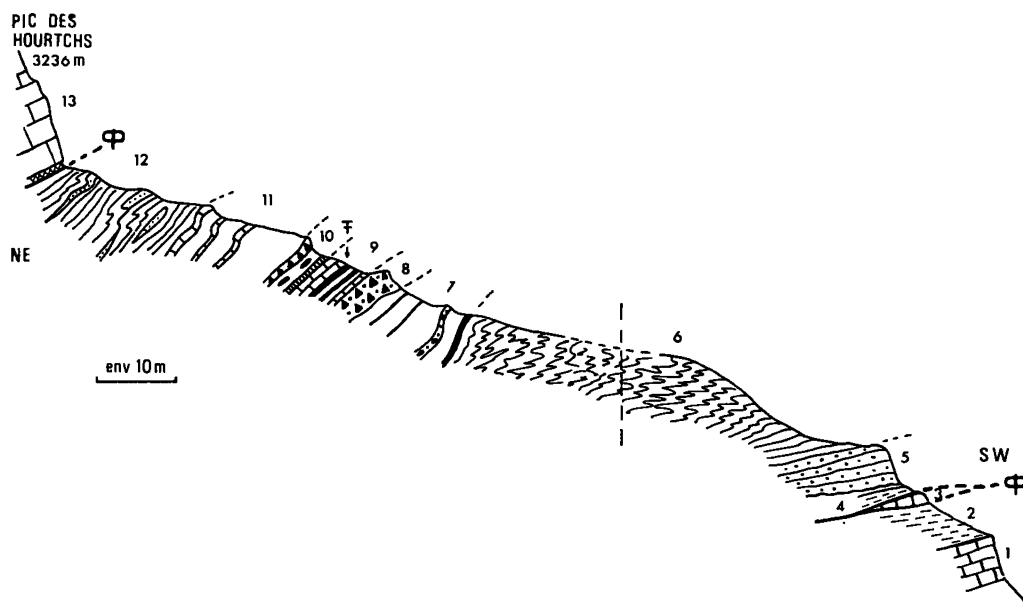


Fig. 42. — Coupe du « Flysch » énigmatique de la voûte de Manoal les Hourtchs (Zone briançonnaise, massif de la Font Sancte).

1, 2, Jurassique et Crétacé supérieur de la nappe du Châtelet ; 3, Ecaille (Jurassique moyen ?) ; 4, Calcschistes écrasés ; 5, Grès grossiers feldspathiques à faciès « Grès de l'Embrunais » ; 6, Calcschistes à patine roussâtre ; 7, Calcschistes à intercalations gréseuses, schistes versicolores, grès, microbrèches à blocs de roches cristallines ; 8, Brèche à blocs de granite et de quartzite et ciment de schistes siliceux rouges ; 9, Schistes siliceux rouges et verts et calcaire planctonique rouge à microfaune néocrétacée ; 10, Schistes argileux noirs à nodules de silts manganésifères et brèche à blocs de granite ; 11, Calcaires gris en plaquettes et schistes noirs ; 12, Calcschistes à patine rousse, avec bancs de grès tronçonnés ; 13, Klippe de calcaires triasiques du Pic des Hourtchs, avec contact injecté de cargneules.

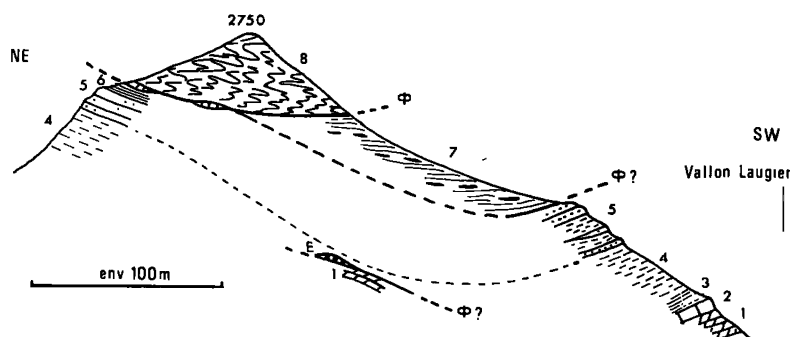


Fig. 43. — Coupe de la crête du Vallon Laugier au NE de Vars (Zone briançonnaise).

Complexité de la « couverture » de flysch de la nappe du Châtelet.

1, Dolomies triasiques ; 2, Calcaires du Jurassique supérieur ; 3, Couches rouges de base des calcaires planctoniques ; 4, Calcaires planctoniques ; 5, Alternances de calcaires planctoniques et de grès grossiers ; 6, Schistes gréseux noirs ; 7, Schistes noirs à nodules de silts manganésifères ; 8, Calcschistes gris et calcaires en plaquettes à patine rousse.

E, Ecaille de matériel permo-triasique.

E) CONCLUSION.

Le Flysch noir briançonnais des environs de Vars reste donc une formation aux limites imprécises, mal datée, probablement en grande partie éocène, affectée de redoublements tectoniques et certainement parasitée par des corps étrangers qui lui sont associés soit tectoniquement (flysch des Hourtchs), soit par le mécanisme des éboulements et glissements sous-marins (wildflysch de la crête Paneyron - col de Serenne)⁸⁰.

4) *L'énigme de l'Eocène des séries briançonnaises.*

Les quelques faits que je viens de présenter montrent que le problème du flysch dans le Briançonnais ne peut être résolu que par une étude détaillée de la stratigraphie des Calcaires en plaquettes.

La continuité de la sédimentation ou tout au moins la pérennité du milieu marin depuis la fin du Crétacé jusqu'à l'Eocène supérieur qui a généralement été admise sans argument paléontologique décisif est devenue l'un des critères distinctifs du domaine briançonnais vis-à-vis des domaines plus externes.

La lacune d'une partie de l'Eocène a été expliquée par des phénomènes de sublution ou de déreption qui n'auraient laissé aucune trace par suite de conditions hydro-climatiques particulières (M. LANTEAUME, 1962, 2, p. 24).

Cependant, les analogies constatées entre les séries subbriançonnaises de la région du Pelat et le Briançonnais externe des environs de Larche permettent d'envisager une explication paléotectonique à ce problème.

⁸⁰ Il n'est en fin de compte pas exclu qu'une grande partie de cette série soit à la fois étrangère au Briançonnais et au Flysch à Helminthoïdes et provienne d'un domaine paléogéographique intermédiaire entre ceux de ces deux grands ensembles.

Dans cette optique, il y aurait donc un parallélisme étroit avec les structures observées dans les Alpes maritimes où la série des « schistes grésocalcaires », d'origine inconnue, partiellement nummulitique, s'intercale entre le Briançonnais ligure et la nappe du Flysch à Helminthoïdes,

VIII. — Tentative d'interprétation de la Paléogéographie du domaine pennique externe (plus particulièrement subbriançonnais) en Embrunais-Ubaye.

En conclusion de ce qui précède, et anticipant sur les résultats d'une étude structurale régionale de l'Embrunais-Ubaye (5^e partie), il me paraît possible d'apporter une contribution au problème irritant de la paléogéographie du Subbriançonnais qui conditionne en grande partie le contenu de ce concept que l'on doit à M. GIGNOUX et L. MORET et qui a été parfois violemment combattu par la suite⁸¹.

1) *Considérations lithologiques et stratigraphiques.*

Un certain nombre de *faits* indéniables se dégage de l'examen de la stratigraphie de ce domaine.

A) UNIFORMITÉ DES FLYSCHS.

Les flyschs, tout d'abord différenciés par leur faciès et l'âge des premières couches (Lutétien à Priabonien), deviennent de plus en plus uniformes au cours de l'Eocène supérieur.

A la fin de l'Eocène, cette uniformité intéresse un énorme bassin qui couvre tout le Pennique externe (Briançonnais et Subbriançonnais) et le futur domaine autochtone. Elle se manifeste par l'apparition générale des faciès schisto-gréseux sombres (qui sont également ceux du Nummulitique autochtone au SE de l'Argentera) et surtout par le fait qu'une couche relativement mince (maximum 100 m) de « schistes à blocs », résultant d'avalanches sous-marines transportant un matériel étranger aux bordures « autochtones » du bassin (« olisthostromes ») en termine uniformément l'histoire sédimentaire.

B) LA DIVERSITÉ DU MÉSOZOÏQUE SOUS LES FLYSCHS.

Les flyschs nummulitiques reposent sur le Mésozoïque tantôt avec une discordance angulaire notable, tantôt en concordance apparente.

⁸¹ Particulièrement par l'école de P. FALLOT.

Ces séries antérieures sont extrêmement disparates et leurs variations, aussi bien dans le domaine externe que dans le domaine subbriançonnais, s'effectuent dans un sens Nord-Sud, indiquant donc les traits paléogéographiques essentiellement Est-Ouest, comme ceux qui commandent la répartition des faciès de la zone externe actuelle, entre le Dauphiné et la Provence.

Or la disjonction des lignes isopiques entre la fin du Paléocène et le Lutétien n'est pas imputable à un plissement généralisé du domaine pennique externe au cours de l'Eocène inférieur. Si des plissements existent, ils restent localisés (Tête Ronde au Pelat) ; ailleurs, on trouve des indices d'une tectonique brisante (Petite Séolane, où une faille anté-lutétienne ayant joué après le Priabonien explique la singularité de la structure ; cf. fig. 35). De même, le domaine externe au Sud-Est de la Durance ne montre-t-il à cette époque que de larges mouvements de gauchissement sans véritables plissements.

On en arrive donc à la conclusion que la phase Eocène inférieur est surtout représentée par des mouvements de *blocs*, plus ou moins basculés et exhaussés et qui seront ainsi plus ou moins érodés, en milieu aérien (Pelat) ou subaquatique (domaine briançonnais), avant le dépôt du Lutétien ou du Priabonien.

C) EXTRÊME RARETÉ DES PASSAGES LATÉRAUX ENTRE LES SÉRIES MÉSOZOÏQUES.

Dans les unités subbriançonnaises de l'Embrunais-Ubaye, on ne saisit généralement pas les termes de passage entre ces différentes séries, du fait des coupures tectoniques (exemple : Pelat-Séolanes) ou orographiques (Morgon-Piolit de part et d'autre de la Durance).

Il y a toutefois des exceptions : D. SCHNEEGANS a parfaitement décrit la variation rapide de faciès que subit la série des Séolanes dans le pli du Cap au Nord de l'Ubaye : alors que le flanc inverse est marqué par la discordance, avec ravinement, du Lutétien sur le Malm zoogène qui contient des fissures injectées de calcaires planctoniques néocrétacés, le flanc normal montre une réduction rapide de l'épaisseur du Malm qui acquiert un faciès de calcaires fins à Calpionelles et l'apparition concomitante du Bathonien oolithique, des marnes oxfordiennes, d'un Néocomien à silex et du Crétacé supérieur.

Cette évolution s'effectue en moins de 5 km entre Méolans et le Pessieu, c'est-à-dire suivant un axe exactement méridien, et aucune discontinuité structurale, à part une ou deux failles de faible rejet, ne vient la perturber.

On a donc ici la preuve que des mouvements importants conditionnant la *bathymétrie des dépôts* (passage de faciès pélagiques à des faciès zoogènes qui sont des biostromes) se sont produits *dès le Jurassique moyen-supérieur*.

Au Lias, par contre, rien ne distingue ce domaine des Séolanes du domaine Morgon voisin ⁸².

Ces mouvements se sont manifestement poursuivis de manière irrégulière au cours du Crétacé, puisque, suivant les endroits, le Crétacé supérieur existe ou manque totalement, ou remplit des fissures dans le Malm.

Par contre, il semble que ce domaine de « cor-dillère » se soit plutôt comporté comme une petite fosse au cours du Lutétien, vis-à-vis, en tout cas, de domaines voisins comme celui du Pelat. Cette fosse ayant échappé aux apports conglomératiques venant du Sud, on doit admettre qu'elle était elle-même bordée de hauts-fonds desquels peuvent être issues les faunes lutétiennes remaniées dans le Priabonien du Pelat.

En résumé, on a donc l'impression que les coupures tectoniques actuellement visibles se situent presque toujours à l'emplacement de variations rapides de faciès conditionnées par des mouvements verticaux, jusqu'au Nummulitique tout du moins.

D) CHAOS PALÉOGÉOGRAPHIQUE DU MÉSOZOÏQUE.

En prenant le Jurassique supérieur comme niveau de référence, on constate que trois faciès sont disséminés à travers l'Embrunais-Ubaye :

— Faciès des calcaires pélagiques à silex et Calpionelles, de type Piolit, présents également au Monte Giordano et dans certaines écailles du lac d'Allos et du Pelat, ainsi que dans une partie du Morgon ;

— Faciès des calcaires massifs zoogènes de type Séolane, absent au Nord de la Durance, apparais-

⁸² A la Grande Séolane, toutefois, le Lias semble très réduit ; il pourrait être représenté par un niveau de galets siliceux bien roulés que j'ai pu observer au bas de la grande dalle, du côté nord, et qui repose en série inverse sur les brèches à éléments dolomitiques attribués généralement au Jurassique moyen.

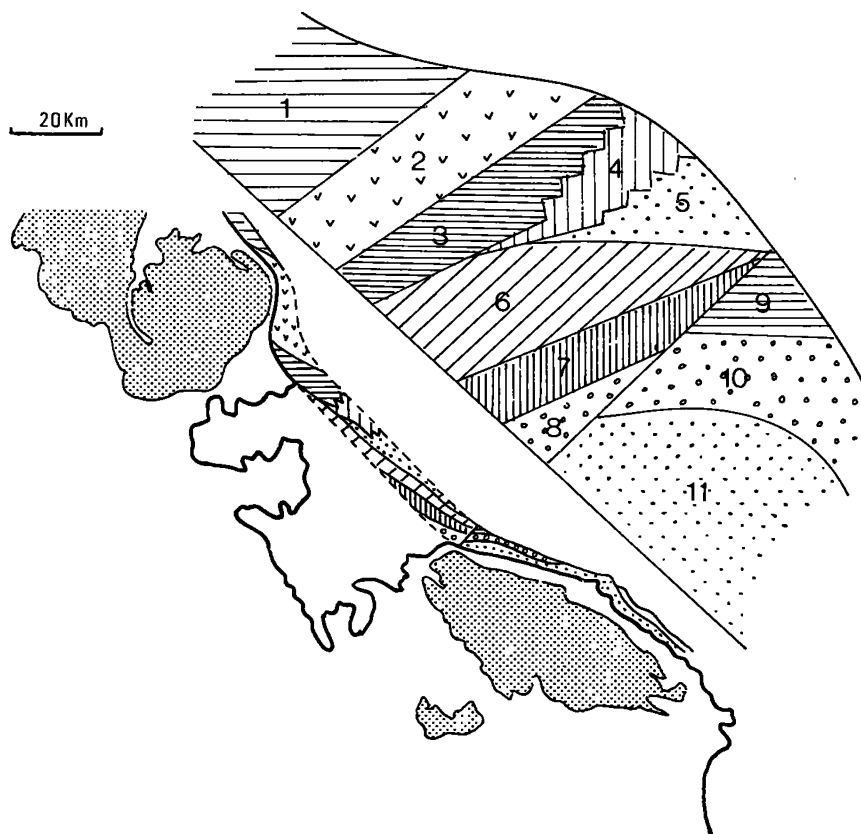


Fig. 44. — Schéma hypothétique montrant la position des unités subbriançonnaises dans leurs patries respectives au début du Priabonien.

1, Unité septentrionale (région du Galibier); 2, Unité de Valloise; 3, Piolit; 4, Morgon; 5, Séolanes; 6, Trois-Evêchés (+ Martinasse); 7, Pelat; 8, Lac d'Allos; 9, Monte Giordano; 10, Piconiera; 11, Monte Salé - col de Tende.

Le domaine du flysch de St-Clément, dont la semelle mésozoïque est inconnue, n'a pas été figuré; il se situerait éventuellement entre l'Autochtone et l'ensemble de Piolit-Morgon. La présence de nombreuses klippes de type « Séolane » en Ubaye orientale (région de Restefonds) implique que ce domaine se continuait vers l'Est jusqu'au droit de la terminaison de l'Argentera.

En bas, à gauche : position après serrage si l'avancée sur l'Embrunais - Ubaye ne s'était pas produite. En haut, à droite : schéma palinspastique correspondant (espace transversal multiplié par 10).

On remarque la disposition SW-NE des lignes isopiques obtenues qui s'alignent ainsi plus ou moins avec celles du Domaine externe (cf. fig. 10, 11, 12).

sant momentanément à la base des empilements du Morgon (au Nord de Roche Rousse, à l'Ouest du Lauzet), développé aux Séolanes, disséminé dans les klippes-écailles de base de la nappe du Parpaillon à l'Est, et se poursuivant dans l'unité apparemment la plus externe de tout l'édifice en arrière de l'Argentera (Monte Sale - col de Tende);

— Faciès réduit de type Tête Ronde (Pelat), connu également au Morgon.

Il n'est manifestement pas possible de dresser une carte logique de la distribution de ces faciès.

E) LACUNE DU LIAS DANS CERTAINES UNITÉS.

Considéré comme un caractère éminemment briançonnais, cette lacune est apparemment générale dans toutes les unités subbriançonnaises de l'Ubaye méridionale (sauf les Séolanes).

Combinée avec la présence de Bathonien zoogène et d'une réduction du Jurassique supérieur, on obtient ainsi un faciès typiquement briançonnais pour la plupart des écaillés inférieures de Restefonds, dont la position structurale est analogue à celle des unités subbriançonnaises, c'est-à-dire extérieure au corps actuel du Briançonnais.

Déjà, la série mésozoïque du Pelat évoque, trait pour trait, celle du Briançonnais frontal des environs de Larche.

F) PRÉSENCE GÉNÉRALE DE GYPSES A LA BASE DE LA SÉRIE.

Aucun terrain antérieur au complexe d'évaporites attribué au Keuper n'existe dans le Subbriançonnais de l'Embrunais-Ubaye⁸³. Cependant, l'abondance du matériel antérieur (dolomies, calcaires, quartzites et cortège rhyodacitique permotriasique) dans les conglomérats nummulitiques, et de manière générale de dolomies dans toutes les brèches et conglomérats post-triasiques, montre péremptoirement qu'une série permotriasique de type briançonnais (peut-être en voie de réduction de puissance et moins calcaire) formait le soubassement originel du domaine subbriançonnais.

Il faut remarquer également qu'en Ubaye, le maximum d'accumulation de gypses s'observe aux abords de la Petite Séolane. Or, il est difficile d'attribuer cette accumulation à une « cicatrization d'unités disparues », comme c'est probablement le cas pour la bande de gypses qui s'intercale entre l'Autochtone et la nappe du Parpaillon au col des Terres Blanches, ou celle qui sépare les unités Monte Giordano - Piconiera du Briançonnais, dans le secteur italien.

Il est donc probable que ce gypse appartient bien (compte tenu de migrations lors des différentes phases de plissement) au domaine Séolane.

On arrive donc à la constatation intéressante qu'un domaine de cordillère, dont la stratigraphie paraît conditionnée par des mouvements verticaux, est associé à la dilatation d'un matériel évaporitique triasique. Celle-ci aurait-elle pu commencer précocement ?

2) Considérations structurales.

A) MOMENT DE MISE EN PLACE DES NAPPES SUBBRIANÇONNAISES EN EMBRUNAIS-UBAYE.

Ces nappes épiglyptiques se sont mises en place au plus tôt après le Sannoisien, probablement pendant le Stampien, suivant un déplacement effectué de l'ENE vers l'WSW, et qui ne doit rien à l'action des nappes de Flysch à Helminthoïdes ; ces charriages ont dû suivre de très peu les mouvements paroxysmaux qui ont élaboré les nappes briançonnaises.

B) ORDRE D'EMPILEMENT.

L'ordre apparent est tel que toutes les unités se relayent du SE vers le NW, de manière à occuper successivement une position interne, puis centrale, enfin externe, de sorte que leurs limites ont une direction moyenne oblique à la fois aux traits paléogéographiques anténummulitiques et aux structures générales de cette partie de l'arc alpin.

Cet aspect est particulièrement net en ce qui concerne les unités du secteur italien. On le retrouve vers le Nord jusqu'en Savoie.

C) SITUATION AVANT LE STAMPIEN.

L'étalement sur tous les domaines à la fin du Priabonien d'une pseudo-couverture néocrétacée, constituée par une nappe précoce de Flysch à Helminthoïdes (nappe de l'Autapie) cheminant d'Est en Ouest, suppose que les unités subbriançonnaises occupaient à cette époque un large espace compris entre les domaines briançonnais et externe momentanément soudés par leur bassin nummulitique commun.

Sur cette base, il est donc possible de replacer les unités subbriançonnaises avancées de l'Embrunais-Ubaye, dans une position « priabonienne » que l'on peut qualifier de « radicale », dans l'alignement du Subbriançonnais du revers de l'Argentera et du Pelvoux.

Sachant que les espaces occupés actuellement par ces unités sont réduits au moins dans une proportion de 10 à 1 par suite des plissements et des érosions⁸⁴, il est possible de construire le schéma

⁸³ Et de manière générale dans tout le Subbriançonnais « vrai » ou « interne », au sens de R. BARBIER et J. DEBELMAS (1966).

⁸⁴ Dans le Pelat, on a trois unités superposées qui peuvent être chacune considérées, en simplifiant, comme un synclinal, ce qui fait donc trois flancs inverses et trois flancs normaux, donc une réduction d'espace de 6 à 1 au moins.

hypothétique de la fig. 44 où l'agencement des unités subbriançonnaises évoque une *mosaïque à motif rhombique*⁸⁵.

Or, on doit admettre que cette mosaïque était déjà en majeure partie réalisée avant la transgression nummulitique, puisqu'elle cloisonne des séries dont le Mésozoïque est très variable, alors que le Nummulitique est sensiblement identique.

3) Essai d'interprétation.

Le schéma obtenu simplifie dans une certaine mesure les conditions de la recherche d'une loi paléogéographique en permettant des comparaisons avec les unités connues aussi bien au SE qu'au Nord.

Cependant, des dispositions invraisemblables y demeurent, quelle que soit la part que l'on veuille donner à des dépassements éventuels (diverticulations de nappes) des unités les unes par les autres.

Quel que soit le mode d'arrangement choisi — et celui que je propose me paraît évidemment le plus vraisemblable — il est en tout cas impossible de faire entrer ce schéma dans un cadre plus ou moins cylindrique où l'on distinguerait par exemple un « Subbriançonnais externe, moyen et interne », tout du moins en ce qui concerne les termes anté-nummulitiques de ce domaine⁸⁶.

En particulier, on constate qu'une série de type Piolit, dont le faciès paraît le plus proche de ceux du domaine dauphinois, vient s'emboutir au SE contre la zone briançonnaise.

Doit-on imaginer que le bassin dauphinois émettait un appendice dans cette direction dès le Jurassique ?

C'est en fin de compte le domaine des Séolanes qui pourrait être le plus facile à comprendre, si l'on suppose que les variations bathymétriques qui conditionnent sa sédimentation étaient engendrées par des mouvements « diapiriques » ayant permis l'accumulation ultérieure de masses énormes de gypse à la base de sa série.

Disposés de manière anarchique dans une partie du bassin délimitée au départ, dès le Trias supérieur, par une dilatation sédimentaire du Keuper gypseux, certains de ces dômes de sel auraient pu être coiffés par la suite par une série zoogène succé-

dant à des dépôts bréchiques extrêmement riches en dolomies⁸⁷ à la base du Jurassique, produits lors des soulèvements initiaux.

Ultérieurement, la migration de ces gypses lors des premières contractions aurait permis l'effondrement momentané au cours du Lutétien.

Dans cette hypothèse, le domaine des Séolanes *sensu stricto* ne représenterait pas les prolongements du domaine de Salé et du col de Tende, où les calcaires blancs zoogènes du Malm appartiennent manifestement à la marge orientale de la plate-forme provençale.

4) Conclusion.

Ainsi présenté, le domaine subbriançonnais apparaît déterminé dès le Trias supérieur par l'existence d'un sillon subsident où se déposent des évaporites.

Ces évaporites vont permettre le décollement ultérieur généralisé, au-dessus du Trias moyen, des futures nappes subbriançonnaises.

L'obliquité locale de ce sillon vis-à-vis des lignes paléogéographiques du Jurassique ou du Crétacé supérieur explique que des séries de type briançonnais aient pris le chemin des nappes subbriançonnaises (Restefonds, Pelat).

⁸⁷ Un argument supplémentaire en faveur de cette hypothèse est peut-être constitué par la présence d'un faciès curieux de « marbre fluidal » généralement associé aux gypses et cargneules dans tous les contacts anormaux observés dans la zone subbriançonnaise. Étudié spécialement par D. SCHNEEGANS (1938, p. 46) qui en avait fait effectuer des analyses chimiques, ce « marbre » d'aspect cristallin gris-blanc, rubané et contourné, à cassure très fétide (H₂S) est un mélange cataclastique de calcite et de dolomite, avec des quartz néoformés ; il voisine souvent avec des amas de gypse et d'anhydrite. Pour D. SCHNEEGANS, il s'agit d'un calcaire triasique laminé et marmorisé à la base des nappes ; l'auteur avait toutefois remarqué son absence dans les « écaillés ultradauphinoises », où des contraintes du même ordre auraient dû permettre l'apparition de ce faciès qui manque d'ailleurs dans le Briançonnais.

Or il faut remarquer que cette roche a sensiblement la même composition que le « caprock » des dômes de sel (cf. A. I. LEVORSEN, *Geology of Petroleum*, H. F. Freemann, San Francisco, 1954) et pourrait donc témoigner de l'existence d'anciennes structures de ce type malheureusement entièrement déformées et effacées par la tectonique tangentielle ultérieure.

Dans cette optique, il est donc possible de concilier dans une certaine mesure les idées de A. GUILLAUME avec les solutions que je présente ici quant à l'origine du Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie : on peut penser, en effet, que ce flysch s'est mis en place dans le bassin nummulitique « pennique externe » où subsistaient localement des dômes de sel, ce qui pourrait expliquer les contaminations d'i flysch dissocié par le gypse (voir 4^e partie).

⁸⁵ Pris au sens de L. GLANGEAUD (1962), ce serait d'ailleurs plutôt une micro mosaïque.

⁸⁶ Voir à ce propos R. BARBIER et J. DEBELMAS, 1961.

Un jeu de fractures apparaît dans ce domaine dès le Jurassique ; combiné avec la migration diapirique des gypses, il détermine l'apparition de blocs évoluant plus ou moins indépendamment les uns des autres dans le sens vertical (variations brutales du Jurassique au N des Séolanes) et horizontal ; au cours de l'Eocène inférieur, ces mouvements s'accroissent lors des prémisses de l'orogénèse pyrénéenne ; une émergence se produit suivie de l'érosion d'un bloc particulièrement soulevé dont

le socle permo-triasique sera dénudé (cordillère lac d'Allos - col de Tende)⁸⁸.

Ces mouvements divers peuvent expliquer que la paléogéographie Est-Ouest du domaine externe se retrouve à l'état de caricature dans le Subbrian-

⁸⁸ Il faut admettre que la rupture principale s'est effectuée alors aux dépens de la marge de la plate-forme provençale, c'est-à-dire de l'extrême bord du sillon évaporitique, si on sépare complètement le domaine Séolane du domaine Tende.

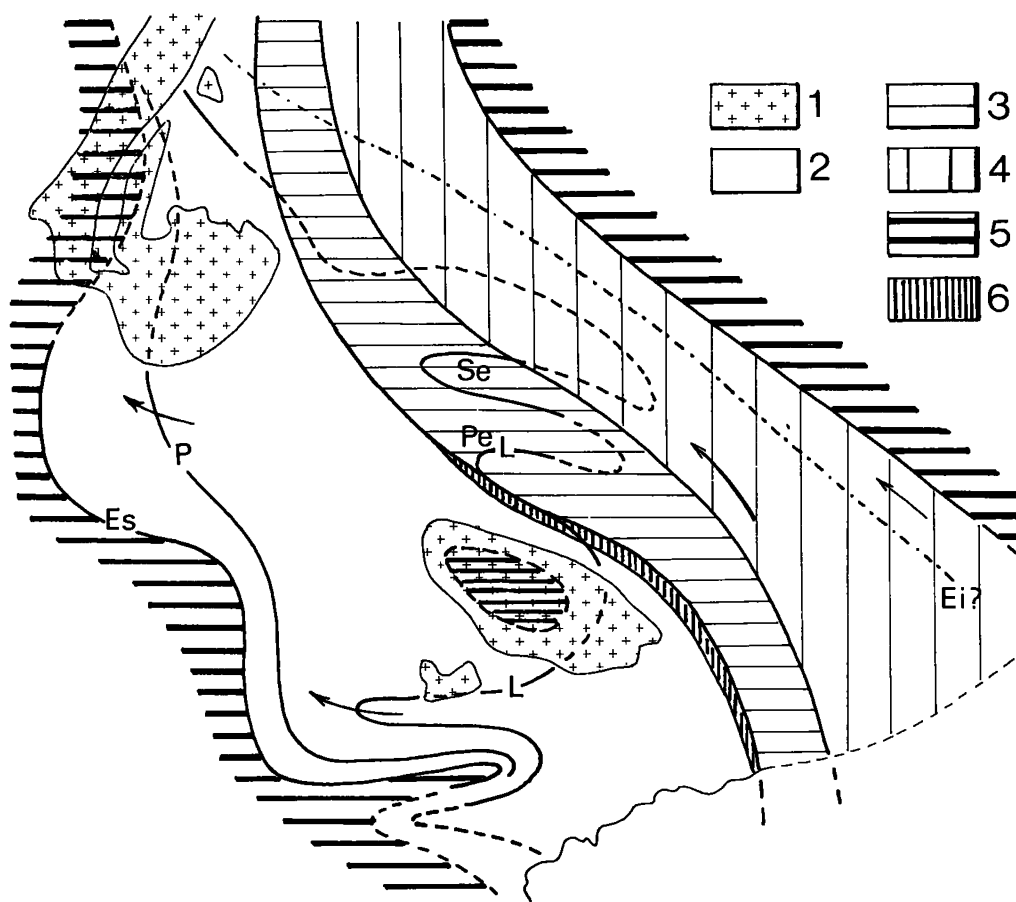


Fig. 45. — Schéma de la transgression nummulitique dans le Sud Est.

1, Socle (Massifs cristallins externes) ; 2, Domaine externe ; 3, Domaine subbriançonnais, et 4, Domaine briannonnais (partiellement dépliés et replacés dans leurs patries respectives) ; 5, Domaines émergés (Continent subalpin à l'Ouest, Partie centrale de l'Argentera et Domaine piémontais à l'Est [?]) ; 6, Cordillère tendasque.

Es, Limite occidentale du Nummulitique (transgression à la fin de l'Eocène supérieur) ; P, Limite du Priabonien ; L, Limite du Lutétien ; Ei, Yprésien éventuel à l'Est ; Se, Domaine des Séolanes ; Pe, Domaine du Pelat.

(D'après les auteurs et les résultats exposés dans cet ouvrage.)

çonnais ; on peut imaginer qu'au cours des temps mésozoïques, l'un de ces blocs dépende ainsi successivement des prolongements du domaine provençal, puis vocontien.

Le fait essentiel est que la transgression nummulitique (fig. 45) s'effectue sur une mosaïque déjà achevée, et dont le prédécoupage orientera le débit en petites unités structurales au cours des phases de paroxysme pendant l'Oligocène.

On peut donc dire qu'à partir de l'Eocène supérieur le domaine subbriançonnais n'existe plus et qu'après on observe un ensemble d'unités hétérogènes plus qu'une « zone subbriançonnaise ».

Domaine instable depuis la fin du Trias, limité par des failles dont les plus externes correspondront ultérieurement au front pennique⁸⁹ fragmenté en blocs disjoints, probablement affecté par des migrations diapiriques d'évaporites dès le Juras-

sique moyen, on est tenté d'assimiler le Subbriançonnais à l'« antéclise ligurien » mis en évidence par des campagnes géophysiques en Méditerranée, entre la Provence et la Corse (L. GLANGEAUD, J. ALINAT *et al.*, 1966)⁹⁰.

Il se trouve justement que cette zone faible de la croûte terrestre, caractérisée par une anomalie gravimétrique positive, aborde le continent dans la région d'Imperia où elle oblique vers le Nord en direction du col de Tende, suivant ainsi exactement la position qu'on peut assigner, dans cette région, aux unités structurales équivalentes du Subbriançonnais de l'Ubaye, ici masquées par la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes-Maritimes.

Je montrerai par la suite (5^e partie) qu'aucune preuve péremptoire n'existe pour prolonger cette zone vers le NE en direction de l'anomalie de la zone d'Ivrée, comme cela a été récemment proposé par A. GUILLAUME (1967).

Il est, par contre, beaucoup plus satisfaisant de la voir suivre la bordure externe du « microcraton » briançonnais jusqu'en Embrunais-Ubaye et au-delà.

⁸⁹ Dans les Alpes maritimes comme en Embrunais-Ubaye, le concept d'un front pennique, unique accident séparant internides et externides, Autochtone et Zones charriées, n'a guère de signification. L'unité du col de Tende est déjà un « Parautochtone » situé au delà du front pennique. De même, en Embrunais-Ubaye, la couverture de schistes à blocs du Nummulitique autochtone est tantôt réellement autochtone, tantôt complètement allochtone et partie intégrante des nappes internes (région d'Orcières).

Ce phénomène d'aiguillage (ou de déraillement ?) se reproduit plus au Nord avec la zone des Aiguilles d'Arves et avec le flysch basal des klippen préalpines de Sulens et des Annes (voir C. CARON, J. CHAROLLAIS et J. ROSSET, 1967).

⁹⁰ Soulignant d'ailleurs que ce graben ligurien est un des éléments essentiels de la mer hespérienne et des « Alpes subbriançonnaises », ces auteurs admettent qu'il a joué sans cesse depuis le Trias.

QUATRIÈME PARTIE

LES SÉRIES DU FLYSCH A HELMINTHOÏDES ET LE PROBLÈME DE LEUR PALÉOGÉOGRAPHIE ET DE LEUR PATRIE

I. — Introduction.

Rappel du cadre structural.

Les formations qui appartiennent, ou que l'on peut rattacher au domaine du Flysch à Helminthoïdes dépendent, en Embrunais-Ubaye, des nappes du Parpaillon et de l'Autapie.

Ces nappes se distinguent par leurs faciès et leur position géométrique. D'autre part, leur mise en place en Embrunais-Ubaye s'est effectuée de manière et à des moments différents.

Leur provenance depuis un domaine plus interne que le Briançonnais est prouvée par des arguments géométriques et paléogéographiques ainsi que par quelques écaillés de matériel ophiolitique qui ont été entraînées lors des charriages, et dont le cachet piémontais est indéniable.

En Embrunais-Ubaye il n'existe, en dehors de ces lambeaux d'ophiolites, aucun témoin du substratum originel de ces deux nappes, dont la patrie ne peut être connue que par des déductions et des raisonnements théoriques.

Après une description des séries et des variations de faciès de ces deux nappes, j'aborderai le problème de la nature et de la position des ophiolites avant de tenter une synthèse paléogéographique débordant largement l'Embrunais-Ubaye.

II. — Nappe du Parpaillon.

La nappe du Parpaillon est l'unité structurale la plus vaste de l'Embrunais-Ubaye (75 km du Drac à la Stura, pour une largeur comprise entre 15 à 25 km ⁹¹).

⁹¹ Ces chiffres s'entendent « nappe non dépliée » : après dépliage, c'est un minimum de 60 km de largeur qu'il faut admettre pour les seuls affleurements de l'Embrunais-Ubaye.

Des variations continues mais discrètes s'observent d'un bout à l'autre de la nappe ; on peut ainsi y définir deux séries - type, suivant que l'on se trouve à l'Est ou à l'Ouest du massif du Parpaillon :

- la série de type Ubaye, à l'Est, où la formation des Grès de l'Embrunais est absente ou très réduite ;
- la série de type Embrunais, à l'Ouest, caractérisée par le développement considérable de ces grès.

1) Série de type Ubaye.

La coupe donnée par la vallée de l'Ubaye entre le hameau de Petite Serenne et le confluent de l'Ubayette, complétée par celle du vallon de Bouchiers, au Nord de Meyronnes, permet de distinguer quatre ensembles lithologiques dans cette série, soit de bas en haut (fig. 46) :

- les Schistes de Serenne ;
- les Schistes noirs du col de Vars ou « Complexe de base » des auteurs ;
- un ensemble rythmique plaqueté ;
- un ensemble rythmique à dominante calcaire, ou Flysch à Helminthoïdes *sensu stricto*.

A) SCHISTES DE SERENNE.

Cette formation, dont je n'ai reconnu l'individualité qu'assez tardivement, affleure de part et d'autre de la vallée de l'Ubaye, entre Saint-Paul et les Serennes, au droit du hameau des Bonis. Elle apparaît là à la faveur d'une structure anticlinale en genou, sectionnée au NE par le faisceau de failles de Serenne.

Ces affleurements ont une couleur moins noire et plus roussâtre (ou « fauve ») que le « Complexe

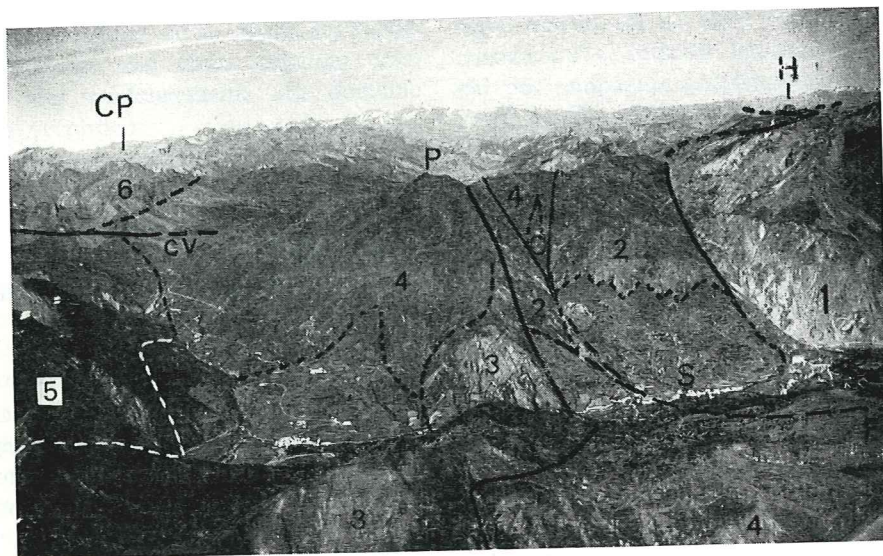


Fig. 46. — La marge interne de la nappe du Parpaillon en haute Ubaye.
Panorama de la rive droite de l'Ubaye entre la zone Briançonnaise et le col de Vars
vu vers le NW à la verticale de la Tête de la Courbe.

1, Mésozoïque Briançonnais (nappe du Châtelet); 2, Flysch de la bordure occidentale du Briançonnais; 3, Nappe du Parpaillon : Schistes de Serenne; 4, Nappe du Parpaillon : Schistes noirs du col de Vars (« Complexe de base »); 5, Nappe du Parpaillon : Flysch à Helminthoïdes à dominante calcaire; 6, Nappe du Parpaillon : Grès de l'Embrunais de la digitation du Crévoux-Pic; 0, Ecaïlles d'ophiolites.

CP, Crévoux-Pic; cv, Col de Vars au bout de la route montant de St-Paul; P, Paneyron; H, Pic des Hourtchs; S, Serenne.

Au premier plan, faille satellite (f) de la grande faille de Serenne-Bersezio (F) très déformée par la perspective mais qui s'aligne avec la vallée de la Durance à l'arrière-plan. — Au fond, le massif du Pelvoux. — On remarque l'importance des glissements de terrains au droit de St-Paul et de Serenne.

de base » encaissant ; ils résistent mieux à l'érosion, ce qui se traduit par un léger rétrécissement de la vallée.

Il s'agit d'une série monotone de bancs décimétriques à centimétriques, souvent étirés et très plissotés, où se succèdent, sans rythme particulier :

- des grès fins à patine rousse et cassure bleutée, riches en fines paillettes de mica, avec un léger graded-bedding mais sans figures basales ;
- des calcaires en plaquettes grises, à cassure cristalline sombre ;
- des schistes gris ou roussâtres, souvent ondulés, chargés en lits détritiques très fins, à aspect « varvé », montrant des traces de « fucoïdes » et des pistes millimétriques méandriques mais anarchiques (du type *Helminthopsis* Heer).

Au microscope, les grès les plus grossiers (éléments jusqu'à 250 μ environ) apparaissent comme des microbrèches à ciment calcaire plus ou moins recristallisé et chargé en matière brune pélitique ou ferrugineuse. Les éléments, en grains anisométriques très anguleux, sont constitués par du quartz (avec nourrissage secondaire s'insinuant dans la calcite du ciment) très abondant, accompagné de plagioclases et de micas détritiques (muscovite et chlorite) formant parfois des feuillets discontinus ; les éléments calcaires ou dolomitiques sont plus rares.

Les grès fins sont des pélites chargées en grains de quartz de très faible dimension (moins de 100 μ) qui se rassemblent parfois en lits millimétriques à grain décroissant.

Les calcaires apparaissent comme des calcilutites

finement cristallisées, où les quartz détritiques restent abondants.

Ces différents faciès sont traversés par des filonets de quartz, d'albite et de calcite.

Cette série n'a fourni aucun élément permettant de la dater, si ce n'est quelques sections de micro-organismes épigénisés en quartz et albite, à loges globuleuses, évoquant des Globigérines (Protoglobigérines ?).

Epais d'au moins 500 m (mais la base n'est pas visible), les Schistes de Serenne passent progressivement en 20 m environ au « Complexe de base » sus-jacent, par le développement rapide des joints et lits schisteux qui deviennent franchement noirs et ne contiennent bientôt plus que quelques bancs de grès fins, isolés. Dans ces couches de transition qui plongent fortement vers le SW dans le torrent de Ventefol, près des Bonis, quelques bancs gréseux à graded-bedding permettent d'affirmer que la série n'est pas renversée et que les schistes de Serenne sont bien stratigraphiquement inférieurs au « Complexe de base ».

B) SCHISTES NOIRS DU COL DE VARS OU « COMPLEXE DE BASE ».

Confondue jusqu'en 1958 avec le « Flysch noir » briançonnais, cette formation occupe de larges surfaces dans tout le pays de Vars et constitue en totalité la montagne du Paneyron au SE de Vars.

Dans la vallée de l'Ubaye, elle affleure sur près de 2 km de part et d'autre de Saint-Paul, mais des écroulements de versant anciens ne permettent pas d'en établir une coupe qui est de toute manière perturbée par des complications structurales presque indéchiffrables, comme on peut le constater sur la route de Saint-Paul au col de Vars, près du Melezen (pl. V).

C'est un ensemble de schistes pélitiques noirs, en couches métriques à décimétriques sans stratification notable, où le feuilletage sédimentaire initial est généralement effacé par la schistosité mécanique, admettant des bancs espacés décimétriques de grès très fins, siliceux, riches en particules ferrugineuses, en pyrite et en poussière de manganèse et dont la patine brune est caractéristique ⁹².

⁹² Une analyse par fluorescence X (Institut Dolomieu, opérateur BARBIERI) a montré la présence des éléments suivants (les %

Ces grès très fins, qui sont des silts, forment parfois des lits noduleux ou même de véritables alignements de nodules ovoïdes épais de quelques centimètres à 1 ou 2 décimètres, et qui atteignent 50 cm de plus grand diamètre apparent.

A sa partie supérieure, le complexe de base présente des intercalations lenticulaires de schistes versicolores de couleur rouge lie-de-vin, verte ou argentée, qui ont attiré très tôt l'attention des géologues ⁹³.

Leur puissance varie de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres, souvent pour des raisons tectoniques. Ils sont parfois chargés de petits cubes de pyrite et souvent lardés de filons ou d'exsudations de quartz.

On y observe, en lame mince, des fantômes de Radiolaires.

Les diagraphies RX effectuées sur divers échantillons ⁹⁴ montrent qu'il s'agit de silts formés d'une poussière de quartz, de chlorites et de micas (muscovite et séricite), avec des traces de pyrite et d'autres éléments, en particulier du manganèse.

Les parties vertes sont les plus riches en chlorite. Le fer, qui existe certainement, n'apparaît pas : il serait sous forme d'hydroxyde amorphe.

Les différences de couleur correspondent peut-être aux variations de la teneur en chlorite. Cependant, la couleur verte a souvent tendance à se manifester, parfois seulement sur quelques centimètres, au mur ou au toit des parties rouges, au contact des schistes noirs ou éventuellement des premiers bancs de calcaires à Helminthoïdes, comme si ces terrains encaissants avaient joué un rôle de milieu réducteur du fer lors de la diagenèse.

Dans la région située à l'Ouest de Restefonds (massif de Ventebrun), ces couches versicolores se dédoublent en deux niveaux de 10 à 20 m environ, encadrant un ensemble de grès grossiers feldspathiques en bancs demi-métriques à patine vert bronze (fig. 47). Le niveau inférieur surmonte des schistes très noirs où l'on observe quelques lentilles de brèches monogéniques à élé-

sont relatifs) : Fe, 40 % ; Mn, 20 % ; Ca, 18 % ; Ni, 8 % ; Ti, 8 % ; avec Zr, Sn, Zn, Cu, Cr, de 2 à 0,5 %.

⁹³ Je rappelle à ce propos que E. HAUG les a momentanément assimilés à la « molasse rouge » aquitanienne (E. HAUG, 1898).

⁹⁴ Diffractions RX n°s 95 à 99 du Laboratoire de Pétrographie de l'Institut Dolomieu.

La présence du Manganèse a été confirmée par fluorescence X : Mn, 10 % ; Ti, 16 %.

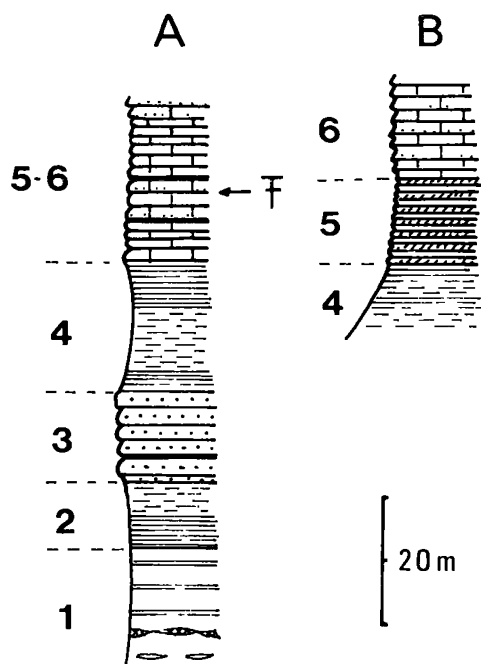


Fig. 47. — Termes de passage du Complexe de base au Flysch à Helminthoïdes dans la région de Restefonds (Massif du Chevalier - Ventebrun, au SE de Barcelonnette).

A, Arête SW du Chevalier ; B, Arête du Caire Brun.
1, Schistes noirs à silts manganésifères et brèches siliceuses ;
2, Schistes versicolores ; 3, Grès feldspathiques grossiers verdâtres ; 4, Schistes versicolores ; 5, Ensemble plaqueté, avec récurrences de schistes versicolores ; 6, Début de l'ensemble à dominante calcaire, avec niveau à microfaune sénonienne.

ments de silex gris-bleu qui semblent résulter du remaniement sur place d'une couche siliceuse plus continue.

C) ENSEMBLE RYTHMIQUE PLAQUETÉ.

Au-dessus des couches versicolores, on observe en Ubaye une série rythmique formée d'alternances centimétriques de grès très fins ou de calcaires et de schistes brun-noir, bruns, plus rarement verts et rouges.

Les grès sont des silts argileux très riches en muscovite détritique, qui y forme d'ailleurs parfois des plans de clivage quand l'épaisseur des bancs est comprise entre 5 et 10 cm ; ils ont souvent une structure à laminites, et les surfaces basales commencent à être finement sculptées de rainures

et de remplissages de pistes ou de terriers millimétriques.

Les schistes bruns, très micacés, légèrement calcaires, sont riches en terriers ramifiés du type Chondrites (photo 10, pl. II).

Les calcaires en bancs de 2 à 8 cm ont une patine brun clair et une cassure bleu sombre lithographique ; les Helminthoïdes y sont déjà abondants.

Leur surface supérieure montre fréquemment un enduit siliceux sombre pénétrant plus ou moins profondément dans le banc.

L'épaisseur de ces couches de transition varie considérablement d'un endroit à l'autre : plus de 100 m entre l'Ubaye et l'Ubayette, quelques mètres ou dizaines de mètres au Sud de Larche et à l'Ouest de Restefonds. Elles manquent localement (fig. 48).

Comme le Complexe de base, cette formation n'a jusqu'à présent fourni aucun fossile permettant d'en préciser la position stratigraphique.

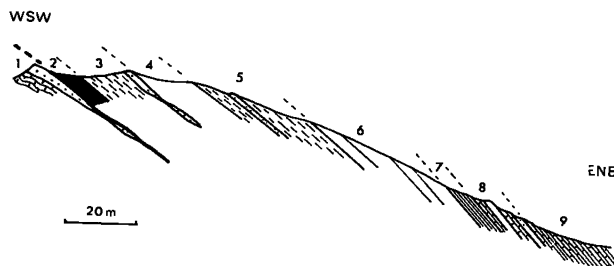


Fig. 48. — Coupe de la base du Flysch à Helminthoïdes dans le Massif de Sigurer (Crête de Tourtéla, vers 2 500 m d'altitude au Sud de Larche, Ubaye orientale).

1, Série renversée sous le chevauchement de la Tête de Fer.
Complexe de base : 2, Schistes noirs ; 3, Schistes argileux gris avec un banc de grès ; 4, Schistes rouges ; 5, Schistes gris avec plaquettes gréseuses ; 6, Schistes verts et rouges ; 7, Schistes verts gréseux. — 8, Calcaires et grès fins en plaquettes centimétriques ; 9, Ensemble à dominante calcaire.

D) FLYSCH A HELMINTHOÏDES SENSU STRICTO : ENSEMBLE A DOMINANTE CALCAIRE.

La coupe la meilleure que l'on puisse trouver en Ubaye pour étudier cette formation se situe à l'Ouest immédiat de Meyronnes, en rive droite du torrent de Bouchier, dans les basses pentes de la Tête de l'Homme.

Bien que renversée, la série y est tranquille sur plus de 500 m.

a) *Lithologie* (fig. 49).

L'ensemble à dominante calcaire est une série rythmique dont les bancs sont des séquences⁹⁵ à granulométrie décroissante où se succèdent grès moyen et fin, calcaire et schistes argileux noirs.

Les grès fins et moyens, à patine généralement ocre, sont des grès anisométriques à ciment de

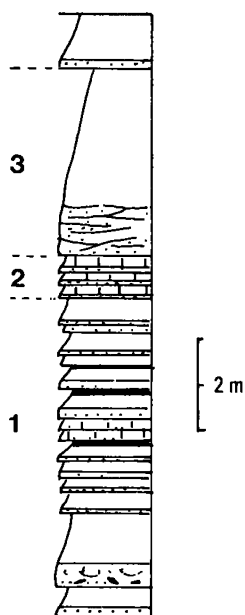


Fig. 49. — Flysch à Helminthoïdes à dominante calcaire. (Coupe de Meyronnes. Détail).

1, Séquences ternaires plus ou moins tronquées ; séquences binaires ou ternaires grès - calcaire - schiste noir ; 2, Série de bancs calcaires à mur et toit nets, alternant avec des grès fins ; 3, Séquence dilatée, avec répétitions basales.

calcilutite souvent chargée de débris organiques partiellement dissous dans le ciment (spicules, plaques d'Echinodermes, rares Foraminifères). Le quartz, très abondant, en grains anguleux à contours souvent flous (dissolution par le ciment et nourrissage secondaire) est accompagné par le cortège habituel de micas (muscovite) et de feld-

spaths (plagioclases, rares feldspaths potassiques) ; zircon, tourmaline et pyrite n'y sont pas rares ; ces grès ont une structure de graded-bedding généralement bien marquée, avec des laminites dans la zone de passage au calcaire. A leur mur, on observe les figures basales habituelles des flyschs ; elles voisinent avec des remplissages de pistes et de terriers.

Les calcaires appartiennent à deux types différents :

1° Calcaire à patine blonde, à cassure lithographique gris-bleu, formant des bancs décimétriques à mur et toit nets ou surmontant quelques centimètres de calcaire gréseux ; ces calcaires sont généralement riches en Helminthoïdes ;

2° Calcaire argileux à patine grise, à cassure poussiéreuse bleu-noir, avec une texture feuilletée généralement due à un clivage schisteux plus ou moins oblique sur la stratification⁹⁶ et formant des couches de plusieurs mètres (maximum observé : 8 m) dans les séquences les plus dilatées. Dans ce faciès, les Helminthoïdes ne s'observent généralement pas en raison de l'obliquité du clivage par rapport au plan des pistes.

En lame mince, ces calcaires apparaissent comme des calcilutites argileuses dépourvues de tout accident détritique, exception faite d'enclaves elliptiques plus sombres, qui sont des sections d'Helminthoïdes.

Certains niveaux sont très riches en spicules calcaires mono ou polycristallins, attribuables les uns à des Spongiaires, les autres à des Gastropodes dépourvus de coquille et qui seraient peut-être les auteurs des Helminthoïdes (pistes de ponte) (M. RECH-FROLLO, 1951, 1962).

Aucun Foraminifère n'a jamais pu être observé dans ces calcaires, en Embrunais-Ubaye tout du moins⁹⁷.

Les schistes noirs manquent souvent en fin de séquence : on les retrouve en « galets mous » dans les bases de bancs les plus grossiers.

L'épaisseur des séquences varie de quelques centimètres à plus de 10 m, mais la dimension

⁹⁶ Cette propriété explique que ces niveaux aient pu être exploités pour la confection de « lauzes » (ardoises de toiture) en différents points de l'Embrunais-Ubaye (Meyronnes, environs est de Jausiers, vallée de Rabioux au NW de Châteauroux, etc.

⁹⁷ M. LANTÉAUME cite des trouvailles de *Globotruncana* dans les faciès calcaires du Flysch à Helminthoïdes de Ligurie, apparemment analogues à ceux-ci.

⁹⁵ Au sens de A. LOMBARD, 1949 ; 1963).

la plus fréquente à Meyronnes se situe entre 0,50 et 1 m (soit 43 % des 687 séquences comptées, fig. 50).

La proportion relative des grès au calcaire dans chaque séquence est assez variable, mais reste généralement au-dessous de 1/3 ou 1/4.

A Meyronnes, les grès grossiers manquent presque totalement dans les premiers 500 m de série ; ils apparaissent plus haut de manière isolée à la base des séquences de plusieurs mètres.

Ces deux derniers caractères suffisent à eux seuls à individualiser la série à dominante calcaire par rapport aux séries gréseuses de l'Embrunais.

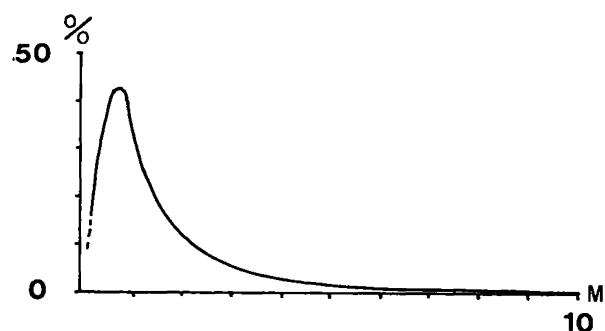


Fig. 50. — Flysch à Helminthoïdes à dominante calcaire (Coupe de Meyronnes). Courbe de fréquence des épaisseurs des séquences.

Épaisseur : Il n'est pas possible de connaître l'épaisseur originelle de cet ensemble, dont on ne connaît pas le toit, et qui est affecté de nombreux replis en zigzag à proximité des axes de plis majeurs. Toutefois, comme en Embrunais, la puissance totale actuellement visible ne semble pas excéder 700 m.

b) *Variations verticales et latérales. Accidents sédimentaires.*

Dans la région de Meyronnes, il n'est pas possible de déceler une variation sensible du bas vers le haut de la série, qui reste très monotone.

Près de Jausiers par contre, ainsi que dans les environs méridionaux de Larche, l'épaississement progressif de la partie gréseuse de chaque séquence au détriment des calcaires et des schistes et l'augmentation corrélatrice de la granulométrie conduit à l'individualisation d'un sous-ensemble basal plus

gréseux, épais de quelques dizaines de mètres tout au plus, et dont la limite supérieure est particulièrement floue. Il s'agit en quelque sorte d'un faciès de type « Grès de l'Embrunais », très dilué (fig. 51-52).

A l'Ouest de Restefonds (fig. 47), ainsi qu'en plusieurs points du massif de Siguret, les premiers bancs au-dessus de l'ensemble plaqueté sont constitués de calcaires à patine blonde, en bancs décimétriques séparés par des joints de schistes noirs siliceux, passant à de véritables croûtes siliceuses de teinte verdâtre qui ressemblent à des Radiolarites. Les calcaires sont eux-mêmes silicifiés en masse et une légère décalcification leur donne un aspect de chailles ou de meulière.

On observe, de manière irrégulière à différents niveaux de la série, un faciès de grès fin, en gros bancs métriques sans graded-bedding visible, formés de couches décimétriques plus ou moins lenticulaires séparées par des diasthèmes ou des joints millimétriques plus calcaires, parfois anastomosés ; cette structure faussement entrecroisée est probablement due à des phénomènes de slumping.

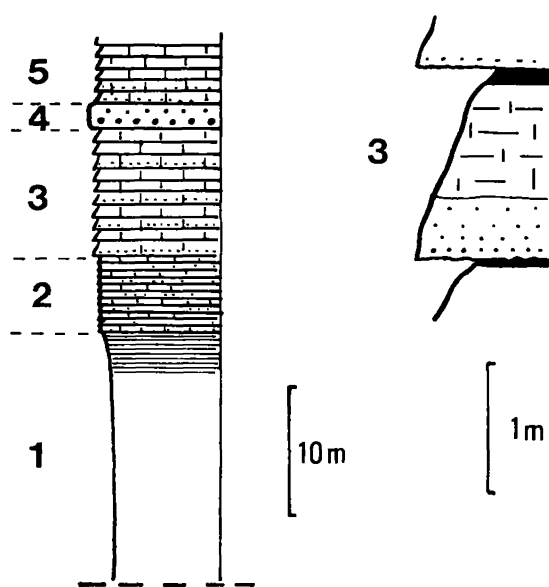


Fig. 51. — Termes de passage du Complexe de base au Flysch à Helminthoïdes (Massif de Siguret, Pointe de Côte Belle au NE de Jausiers).

1, Schistes versicolores ; 2, Ensemble plaqueté ; 3, Ensemble à dominante calcaire, à séquences métriques grès fin - calcaire - schistes noirs (détail à droite) ; 4, Grès grossier (biseau latéral de faciès grès de l'Embrunais) ; 5, Comme 3.

Enfin, les calcaires gris en couches épaisses prennent localement un faciès de calcaire à enclaves gréseuses en lentilles décimétriques disposées de manière quelconque par rapport à la stratification et en relation avec des filons clastiques ; cette disposition résulte manifestement de remaniements

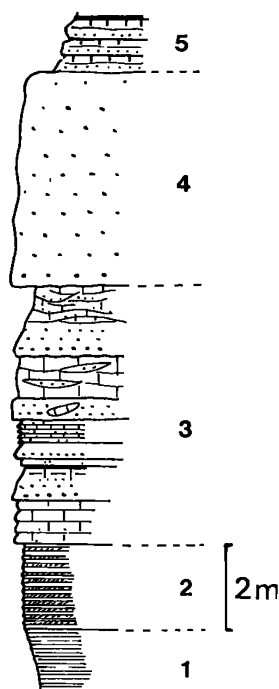


Fig. 52. — Termes de passage du Complexe de base au Flysch à Helminthoïdes (Crête de l'Enclausette, au Sud du col de Larche, Ubaye orientale).

1, Schistes versicolores ; 2, Ensemble plaqueté ; 3, Ensemble à dominante calcaire ; 4, Grès grossier à faciès « Embrunais » (banc lenticulaire) ; 5, Comme 3.

des boues avant ou au début de la diagenèse, suivant un mécanisme d'où les slumpings ne sont pas exclus.

c) Données paléontologiques.

Les seuls macrofossiles connus dans l'ensemble à dominante calcaire sont un Inocérane incomplet et un Ophiuridé, que j'ai récoltés respectivement à l'Ouest de Meyronnes, en bordure de la route

du col de Larche, et au Chevalier, près de Ventebrun, à l'Ouest de Restefonds.

La microfaune est elle-même extrêmement pauvre :

— Les calcaires se sont révélés absolument azoïques (exception faite de spicules et Radiolaires sans intérêt) ;

— Les grès ne contiennent que des débris triturés et partiellement dissous dans le ciment, où l'on reconnaît souvent des loges de *Globotruncana*.

Les seuls niveaux qui ont fourni quelques Foraminifères identifiables, mais généralement de taille médiocre, sont des passées de calcarénite à granulométrie proche de 100 μ situées au toit de la partie gréseuse et à la base du calcaire, dans quelques bancs observés par exemple à l'Ouest de Restefonds dès la base de la formation, au contact des couches plaquetées qui assurent la transition avec le complexe schisteux basal.

J. SIGAL y a reconnu :

Globotruncana du groupe *lapparenti* (linnei d'Orbigny) ;

Globotruncana cf. *contusa* Cushman ;

Globotruncana cf. *calciformis* de Lapparent ;

Gümbelina et fragments douteux de *Siderolites*.

Cette association indiquerait un Sénonien plutôt supérieur.

A l'Ouest du massif du Parpaillon, la série de la klippe de la Tête de la Gypière (massif du Morgon), qui est entièrement à dominante calcaire, montre des faciès de calcarénites plus riches en microfaune et qui semblent annoncer ceux de la nappe de l'Autapie ; les Foraminifères sont mieux conservés, leur taille est normale, avec l'association :

Globotruncana groupe *linnei* d'Orbigny ;

Globotruncana cf. *arca-convexa* ;

Rugoglobigerina et *Gümbelina*

qui indique, là encore, selon J. SIGAL, le Sénonien supérieur.

2) Série de type Embrunais.

A) INTRODUCTION.

Elle ne comporte pas de terme plus ancien que le Complexe de base dont seule la partie supérieure est visible.

Ce dernier est surmonté directement par une formation gréseuse puissante, connue sous le nom de Grès de l'Embrunais, qui passe progressivement à son sommet à un ensemble à dominante calcaire (fig. 53).

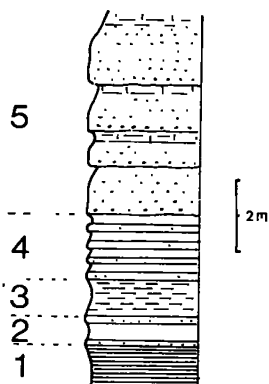


Fig. 53. — Termes de passage du Complexe de base aux Grès de l'Embrunais (Crête de Razis, à l'Ouest de Vars).

1, Alternances centimétriques de grès et schistes noirs ; 2, Schistes noirs et 2 bancs de grès ; 3, Calcschiste gris ; 4, Alternances décimétriques de grès grossiers et schistes noirs ; 5, Début des Grès de l'Embrunais : séquences grès grossier calcaire.

Cet ordre de succession est général dans tout le domaine occupé par les Grès de l'Embrunais, même aux environs du col de Vars où leur position apparemment supérieure au Flysch à Helminthoïdes à dominante calcaire résulte d'un contact tectonique. J'ai en effet montré que les Grès du massif du Crévoux-Pic - Pic de Chabrières, qui dominent à l'Ouest le pays de Vars, appartiennent à une unité supérieure indépendante, à structure synclinale, charriée vers le Sud-Ouest sur le flanc inverse du synclinal de Meyronnes, où la série ne comporte pas de faciès gréseux (C. K., 1962) (pl. VII).

B) COMPLEXE DE BASE.

Le faciès de cette formation reste très semblable à celui de l'Ubaye orientale jusqu'à la vallée de la Durance (fig. 54 et 55).

En Embrunais occidental, par contre, les couches versicolores sommitales s'effacent progressivement

et ne sont plus représentées à l'Ouest de Réallon que par quelques niveaux de schistes verdâtres, alternant avec des petits bancs centimétriques de

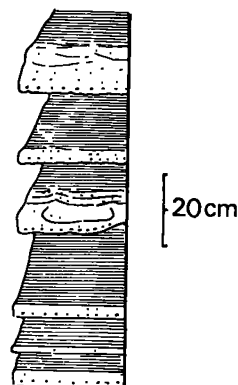


Fig. 54. — Complexe de base sous les Grès de l'Embrunais (Crête de Razis, à l'Ouest de Vars ; détail).

Séquences binaires de grès fins granoclassés à patine brune, avec figures basales, et de schistes noirs.

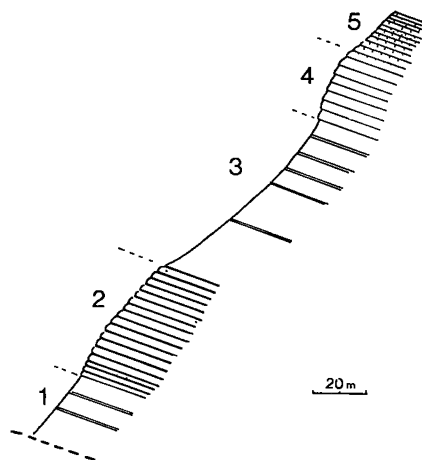


Fig. 55. — Termes de passage du Complexe de base aux Grès de l'Embrunais au Sud du Parpaillon (Riou Chamous, au N de Barcelonnette).

1, Schistes noirs et versicolores ; 2, Grès grossiers verdâtres en bancs métriques ; 3, Schistes noirs et versicolores supérieurs ; 4, Ensemble à dominante gréseuse : Grès de l'Embrunais en cours d'apparition ; 5, Base de l'ensemble à dominante calcaire (base).

calcaires fins à patine blanche ou saumon et de grès calcaires à patine ocre ; cette variation lithologique se traduit par un changement de teinte du toit de la formation, moins noire qu'en Ubaye, ce qui explique le nom de « Flysch brun » que lui a donné M. LATREILLE.

C) ENSEMBLE PLAQUETÉ.

Cet ensemble « de transition » manque généralement sous la formation des Grès de l'Embrunais, sauf au SW de Vars, où 100 m ou environ d'alternances centimétriques de schistes noirs et de grès calcaires fins s'intercalent entre le Complexe de base et la série gréseuse du Pic de Chabrières.

D) GRÈS DE L'EMBRUNAIS.

a) Lithologie.

C'est un ensemble rythmique de grès feldspathiques grossiers, à patine claire, en bancs métriques alternant avec des couches décimétriques ou centimétriques de calcaires et de schistes argileux sombres (fig. 56).

Quand ces couches sont plus développées, on constate qu'elles appartiennent au toit de séquences ternaires grès-calcaire-schiste, analogues à celles de l'ensemble à dominante calcaire, mais où la partie gréseuse est prépondérante (de 3/4 à la totalité de la séquence) et de granulométrie supérieure dans tous les cas à 1 mm.

En lame mince, ces grès apparaissent comme des microbrèches à ciment de calcaire argileux peu abondant, parfois recristallisé et contenant des débris de Foraminifères souvent remplis de matière ferrugineuse brune. La phase détritique est représentée principalement par du quartz, en grains anguleux souvent corrodés par de la calcite. Les autres éléments sont des feldspaths, micas, quelques minéraux ferro-magnésiens, de la glauconie très rare, et des gravillons de roches métamorphiques (gneiss, micaschistes) et éruptives ; une grande partie de ces dernières semble représentée par un cortège de tufs rhyolitiques dont on retrouve les cristaux de quartz, reconnaissables par leurs golfes de corrosion, dispersés dans le reste du sédiment. Les éléments de roches sédimentaires sont pratiquement inexistantes.

La partie basale des bancs granoclassés comporte fréquemment des grains de quartz anguleux de

plus de 5 mm et de nombreuses enclaves de schistes noirs remaniés en galets mous du toit de la séquence précédente. Les débris végétaux sont également fréquents.

Les bases de bancs, toujours franches, sont pauvres en figures basales. Par contre, on y observe parfois des chenaux remplis de matériel plus grossier. Une tendance à une stratification entrecroisée et oblique se manifeste dans les grès en bancs jointifs de plusieurs mètres de puissance, qui demeurent rares. Un débit en boules de plus de 50 cm de diamètre peut se rencontrer.

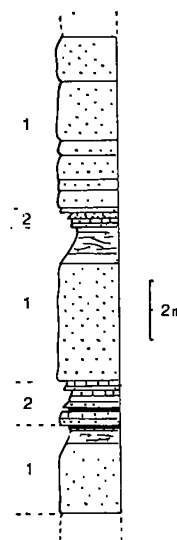


Fig. 56. — Lithologie des Grès de l'Embrunais dans le Massif du Crévoux-Pic à l'Ouest du col de Vars (détail).

1, Séquences ternaires grès grossiers - calcaire schistes noirs généralement tronquées à leur sommet ;
2, Séquences décimétriques : récurrences du faciès à dominante calcaire.

b) Rapports avec le Complexe de base.

Les grès de l'Embrunais reposent généralement en concordance sur les derniers bancs à couches versicolores du Complexe de base, soit directement, soit par l'intermédiaire de quelques mètres d'alternances à dominante calcaire.

Cependant, en plusieurs points s'observe une discordance de ravinement à la base des premiers

bancs de grès. Ce phénomène est lié à l'apparition de faciès conglomératiques à la partie basale de la série (fig. 57).

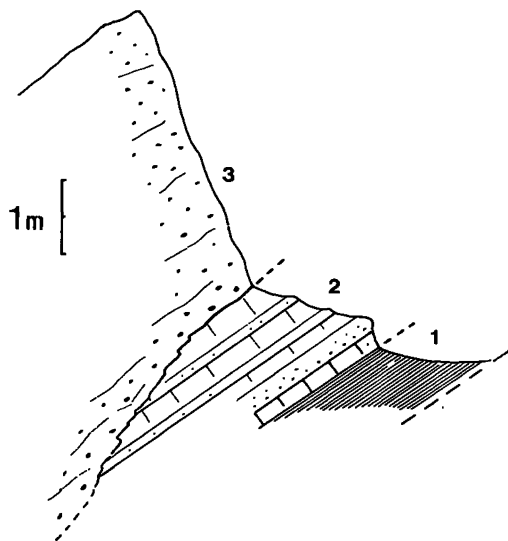


Fig. 57. — Ravinement à la base des Grès de l'Embrunais (base de la nappe du Parpaillon contre l'écaille du Roc Blanc; Embrunais septentrional).

- 1, Schistes argileux à patine brune (Complexe de base);
- 2, Alternances décimétriques de grès et calcaires gréseux;
- 3, Banc de base des Grès de l'Embrunais; grès conglomératiques à éléments demi-centimétriques à la base.

E) VARIATION LATÉRALE DE LA BASE DES GRÈS DE L'EMBRUNAIS : LES CONGLOMÉRATS DE ROCHE MÉANE ET DE LA MAZELIÈRE.

a) Généralités.

La granulométrie normale des Grès de l'Embrunais dépasse rarement 5 mm.

Cependant, en plusieurs points de la nappe du Parpaillon, des éléments détritiques de plus de 1 cm font leur apparition dans la partie basale de la formation (fig. 62).

Au Roc Blanc (haute vallée du Couleau, au Nord d'Embrun), au Pic de Chabrières (massif du Crévoux-Pic, à l'Ouest du Pays de Vars), dans les klippes du vallon de Fouillouse ainsi qu'à Moissières et Furfande (au Nord de Guillestre), il s'agit de graviers de quartz et de roches cristallines et cristallophylliennes dépassant rarement 2 cm dans

leur plus grande dimension, inclus dans les parties basales ou dispersés à l'intérieur des bancs de grès les plus épais et les plus grossiers. Ce matériel reste sub-anguleux et il n'est pas possible de le dégager de la matrice gréseuse très indurée.

Par contre, du matériel plus ou moins bien roulé, constituant de véritables conglomérats, s'observe au Nord de Réallon dans le massif de la Tête de Lucy (Roche Méane) et surtout au Sud d'Embrun sur la crête qui joint le Pouzenc à la Tête de la Mazelière⁹⁸.

A la Roche Méane, les galets assez mal roulés ont des dimensions moyennes de 1 cm, pouvant atteindre au plus 3 ou 4 cm; ils constituent quelques bancs métriques de grès conglomératiques à la base des Grès de l'Embrunais, principalement entre la haute vallée de Réallon et la Tête de Lucy, dans le flanc inverse de l'anticlinal du Barle. Entre la Tête de Lucy et le Mont Guillaume, seules des traînées de galets centimétriques isolés apparaissent dans quelques bancs de grès.

A la Mazelière, les dimensions maximales sont de l'ordre de 7 à 8 cm, avec une moyenne se situant aux environs de 2 cm; on y observe en plus quelques éléments calcaires partiellement dissous en surface, ainsi que de gros galets décimétriques très aplatis de silts brun-noir du Complexe de base.

L'épaisseur des grès conglomératiques atteint une vingtaine de mètres dans le flanc inverse de l'anticlinal Mazelière - col des Orres, entre le Complexe de base qu'ils ravinent profondément et les Grès de l'Embrunais dont la puissance est ici de l'ordre de 200 m (fig. 58 et 59).

Ils forment une série de bancs puissants (3 à 5 m) assez irréguliers, jointifs ou séparés par des intercalations de grès plus fin et sont fortement indurés; le ciment est constitué de grès feldspathique grossier ou moyen, assez riche en biotite détritique (alors que d'habitude seule la muscovite est présente), où la matrice calcaire peu abondante est généralement cristallisée.

⁹⁸ Les affleurements forment une cuesta culminant au point coté 2 637 (feuille Embrun n° 5 au 1/20 000^e et Embrun au 1/50 000^e) à 1,500 km environ au Sud de la Tête de la Mazelière. On y accède par la piste des Orres aux sources de Jérusalem, puis par les pentes très raides fermant le cirque à l'Ouest. On peut observer quelques blocs éboulés en bordure de la piste dans le fond de la vallée, au pied d'un grand cône de déjections.

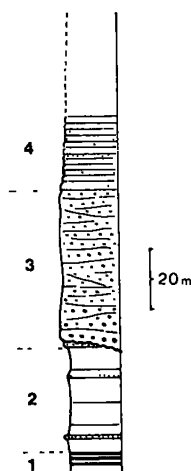


Fig. 58. — Série de la Mazelière (Nappe du Parpaillon au Sud d'Embrun).

1, Schistes versicolores du Complexe de base ; 2, Alternances centimétriques et décimétriques de schistes et de grès micacés avec deux bancs gréseux massifs ; 3, Conglomérats de la Mazelière ; 4, Grès de l'Embrunais (partie basale).

Pratiquement azoïque, cet ensemble ne m'a fourni (sur 30 plaques minces environ) qu'un fragment de *Globotruncana monocarénée* et manifestement remaniée, ainsi que le montre le remplissage des loges par un calcaire argileux coloré de pigments ferrugineux tout à fait différent du ciment des grès.

b) Matériel des conglomérats de la Mazelière.

Je ne présente ici qu'une vue d'ensemble de ce matériel qui n'a pas encore fait l'objet des études sédimentologiques et pétrographiques détaillées qu'il mériterait. Mon objectif était en effet surtout la recherche d'éléments sédimentaires permettant éventuellement de préciser le domaine fournisseur des apports détritiques.

J'ai examiné environ 70 échantillons, dont une quinzaine seulement à l'état de galets ou de cailloux isolés dégagés des parties plus altérées des conglomérats. Les autres ont été rencontrés sur plaques minces.

Roches éruptives :

— diverses catégories de granite leucocrate à grain généralement fin, soit :

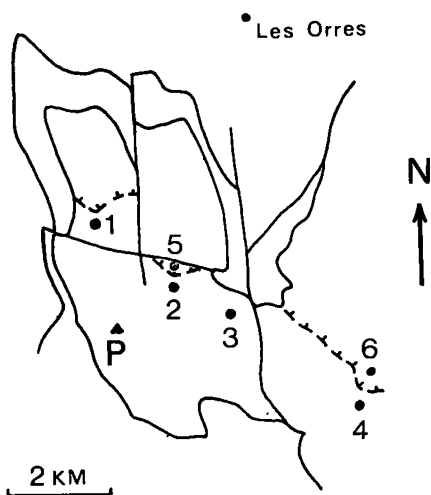
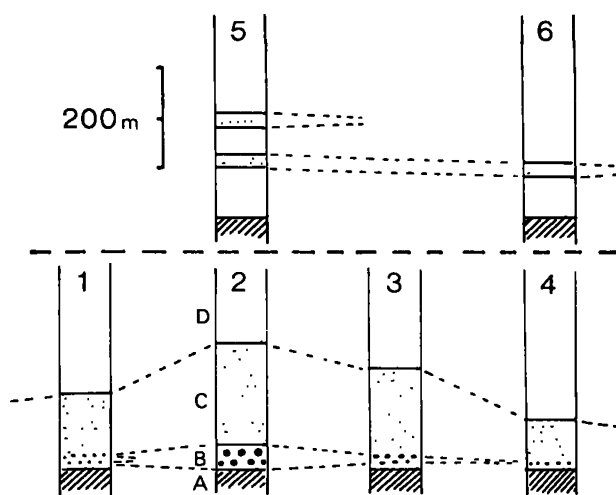


Fig. 59. — Variations latérales de la série de la Mazelière.

A, Complexe schisteux de base ; B, Conglomérats ; C, Grès de l'Embrunais ; D, Ensemble à dominante calcaire (flysch à Helminthoïdes ; s. stricto). — 1, 2, 3, 4, Flanc inverse de la structure ; 5, 6, Flanc normal chevauchant. — P, Pouzenc.

Pour le développement, voir fig. 63.

granite à orthoclases et plagioclases ;
granite à biotite chloritisée ;
granite à plagioclases ;
granite aplitique à plagioclases et biotite chloritisé.

Laves :

- rhyolite à grands cristaux de quartz creusés de golfes de corrosion et à pâte cryptocristalline ou dévitrifiée ;
- laves basiques diverses, dont un basalte à augite altérée en chlorite ;
- lave dévitrifiée à structure sphérolitique.

Roches cristallophylliennes :

- micaschistes à muscovite et séricite ;
- quartzite chloriteux ;
- quartzite ;
- schiste quartzeux sériciteux.

Roches sédimentaires :

- arkose micacée ;
- pélites et silts chloriteux ;
- silex noir, radiolarite ;
- dolomie à grain fin (très rare) ;
- calcaire graveleux très recristallisé, à débris de Foraminifères et Dasycladacées ;
- calcaire oolithique à Trocholines et Textulaires ;
- calcaires à vraies et fausses oolithes, débris de Lamellibranches, Algues ;
- silts du Complexe de base remaniés.

c) Répartition et fréquence des éléments.

Il n'y a pas de différence notable, à première vue du moins, entre les conglomérats de Roche Méane et ceux de la Mazelière⁹⁹.

Les roches les plus fréquentes sont dans l'ordre :

- granites divers (15 échantillons sur 70) ;
- tufs rhyolitiques (11) ;
- arkoses (10) ;
- rhyolites (8).

Les roches cristallophylliennes n'occupent qu'une position effacée, à part les quartzites (5 échantillons).

Quant aux roches calcaires et dolomitiques, elles restent très rares et même exceptionnelles, puisque

seulement quelques graviers de dolomie et 4 galets calcaires (dont un de $8 \times 4 \times 3$ cm environ) ont été rencontrés, ces derniers seulement à la Mazelière.

d) Origine du matériel.

Seule une étude ultérieure détaillée et des comparaisons serrées avec les faciès de socle connus dans les zones les plus internes des Alpes permettront de préciser cette question.

Tout au plus peut-on admettre que les rhyolites, tufs rhyolitiques et arkoses sont issus d'un complexe volcano-détritique permien, associé à un socle granitique comme il en existe aussi bien dans le domaine briançonnais que dans les parties plus internes des Alpes.

Les quartzites proviennent probablement du Permo-Trias de type briançonnais, mais une origine plus ancienne et plus lointaine est possible.

On peut attribuer au Trias moyen (Ladinien) ou supérieur des domaines briançonnais et piémontais les rares graviers de dolomie à grain fin dont il faut souligner ici la rareté, alors que c'est d'habitude un matériel extrêmement abondant de toutes les formations conglomératiques ou bréchiques du domaine interne.

Certains calcaires oolithiques évoquent le Bathonien briançonnais ou subbriançonnais ; d'autres rappellent les faciès du Trias supérieur ou du Lias de Lombardie trouvés en galets dans les conglomérats de la nappe de la Simme et décrits récemment par M. WEIDMANN (G. ELTER, P. ELTER, C. STURANI et M. WEIDMANN, 1966).

Enfin, les grands galets de silts bruns qui abondent dans certaine partie de la roche sont manifestement arrachés à proximité immédiate au Complexe de base sous-jacent, raviné par les conglomérats : comme on le verra ultérieurement, cette particularité permet d'expliquer le mécanisme de dépôt de ces sédiments grossiers dans le bassin du Flysch à Helminthoïdes.

Le fait essentiel à retenir est en fin de compte la pauvreté en matériel sédimentaire.

Cette sélection ne paraît pas imputable à des conditions paléoclimatiques particulières, puisque à la même époque un matériel sédimentaire abondant vient alimenter les conglomérats de l'Autapie et les brèches de la formation du Pelat.

⁹⁹ Dans la klippe de Furfande, les gneiss et micaschistes semblent plus abondants.

Il faut donc penser que la source du matériel se situait dans un domaine où le socle permo-triasique était presque entièrement dénudé de sa couverture carbonatée.

F) ENSEMBLE A DOMINANTE CALCAIRE.

Les Grès de l'Embrunais passent graduellement à leur sommet à un ensemble à dominante calcaire analogue à celui qui représente toute la série de type Ubaye.

La limite supérieure de la formation des grès est difficile à saisir car des récurrences de grès grossiers en bancs métriques existent souvent très haut dans la série (massif du Mourre Froid).

Dans les replis inférieurs du massif de la Tête de Lucy (synclinerium des Gourniers - Réallon, à l'WNW d'Embrun), l'ensemble gréseux se dédouble d'ailleurs en deux séries de 100 m environ chacune séparée par 100 m environ de série rythmique à dominante calcaire (fig. 60).

Dans la digitation de Crévoux-Pic enfin, la série est décapitée par l'érosion et l'ensemble à dominante calcaire manque presque généralement ; sur la crête méridionale du Crévoux-Pic toutefois, il en subsiste une centaine de mètres d'épaisseur.

G) DONNÉES PALÉONTOLOGIQUES.

La série de type Embrunais s'est avérée aussi pauvre en fossiles que celle de type Ubaye.

Les Grès de l'Embrunais contiennent de rares débris de Foraminifères remaniés où l'on reconnaît des loges de *Globotruncana* du groupe *linnei* d'Orbigny.

En amont des Gourniers, au Nord de Réallon, le toit de l'ensemble gréseux supérieur a fourni dans des niveaux de grès fins :

Globotruncana cf. stuarti de Lapparent¹⁰⁰, indiquant que l'ensemble à dominante calcaire commence ici au moins au Maestrichtien.

A Côte-Pleine, au SW du col des Orres (NW de Barcelonnette), le toit de l'ensemble gréseux comporte des niveaux de calcarénites à Echinodermes, Miliolites et Foraminifères divers, avec :

Globotruncana cf. lapparenti tricarinata Quereau ;

Globotruncana groupe *linnei* d'Orbigny ;

*Globotruncana arca-convexa*¹⁰⁰,

indiquant le Sénonien, sans plus de précision.

¹⁰⁰ Détermination de J. SIGAL.

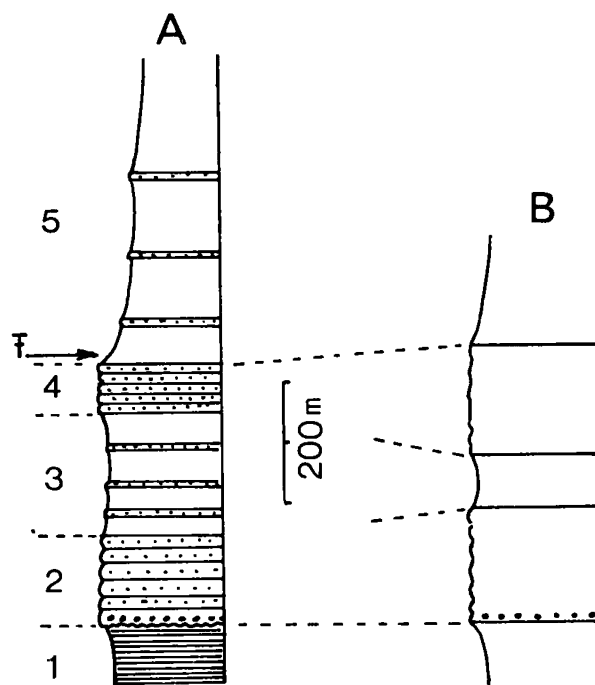


Fig. 60. — Dédoublage et variation d'épaisseur des Grès de l'Embrunais près de Réallon, Embrunais occidental (flanc inverse de l'anticlinal Barle - Mont Guillaume).

A, Région des Gourniers au NW ; B, Région de Reyssas au SE. — Distance entre les deux coupes : 6 km.

1, Complexe de base ; 2, Grès inférieurs, avec banc conglomératique basal (conglomérat de Roche Méane) et ravinement ; 3, Ensemble à dominante calcaire intermédiaire ; 4, Grès supérieur, avec niveau à microfaune datant le Maestrichtien (F) ; 5, Ensemble à dominante calcaire, avec bancs de grès isolés.

Enfin, l'ensemble à dominante calcaire du Crévoux-Pic (région du col du Crachet, à l'Ouest du col de Vars) a fourni, à 100 m environ au-dessus des Grès de l'Embrunais, une faunule de 5 ou 6 Inocérames en assez mauvais état¹⁰¹, non déterminables spécifiquement, mais évoquant, d'après M. SORNAY, des formes du Santonien ou du Campanien (pl. I).

¹⁰¹ Ces fossiles ont été récoltés au cours d'un stage d'étudiants de l'Ecole nationale supérieure des Pétroles par Mme Y. GUBLER et M. LATREILLE en 1961. J'avais auparavant, en 1958, découvert un premier Inocérame sur un bloc éboulé au pied des falaises qui dominent le vallon du Crachet (C. K., 1958). Cette faune paraît identique à celle qui a été découverte dans le flysch de la région d'Imperia (Ligurie occidentale) par G. C. PAREA (1964).

Etant donné leur dimension énorme vis-à-vis de la granulométrie du sédiment et leur groupement sur quelques mètres carrés, il est peu probable que ces fossiles aient subi un long transport et soient remaniés de couches plus anciennes.

Il semblerait donc que, dans ce secteur du moins, le toit de l'ensemble à dominante gréseuse se situe plutôt vers le milieu du Sénonien.

3) Caractères généraux de la série de la nappe du Parpaillon.

A) ESSAI DE STRATIGRAPHIE.

Les développements qui précèdent permettent de dresser un schéma des variations lithologiques et une ébauche de tableau stratigraphique de la série de la nappe du Parpaillon (fig. 61).

On peut considérer que cette série comporte deux groupes principaux :

a) Un groupe basal que j'ai tendance à appeler *Complexe schisteux basal*¹⁰², très développé du côté interne de la nappe, réduit au contraire du côté externe où il peut manquer totalement, comme au promontoire des Autanes ou sous la klippe de la Tête de la Gypièrre. Cette réduction est certainement d'origine entièrement tectonique.

Du côté interne, ce complexe comporte localement des grès à sa partie supérieure et son mur est constitué par les Schistes de Serenne.

A son toit, les couches versicolores omni-pré-

¹⁰² Complexe schisteux basal = schistes de Serenne + schistes noirs du col de Vars + schistes versicolores.

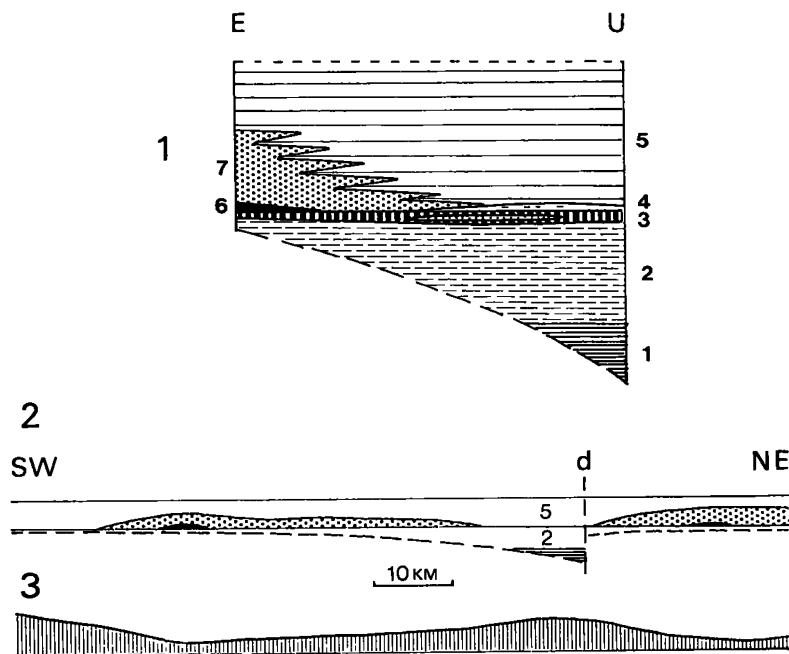


Fig. 61. — Tableau des variations lithologiques du Flysch à Helminthoïdes dans la nappe du Parpaillon.

1, Schéma général : U, Série de type Ubaye ; E, Série de type Embrunais ; 1, Schistes de Serenne ; 2, Schistes du col de Vars = Complexe de base ; 3, Couches versicolores (avec intercalations gréseuses locales) ; 4, Ensemble plaqueté ; 5, Flysch à Helminthoïdes s. stricto (ens. à dom. calcaire) ; 6, Conglomérats de la Mazelière ; 7, Grès de l'Embrunais. — 2, Coupe générale de la nappe : Mêmes figurés que précédemment ; d, Discontinuité structurale entre le corps principal de la nappe à gauche et la digitation du Crévoux Pic à droite. — 3, Interprétation morphologique correspondante du bassin au moment du dépôt des grès de l'Embrunais.

— Épaisseurs : E, env. 900 m ; U, env. 1 500 m.

— Fig. 2 : échelle des épaisseurs exagérée cinq fois.

sentes à quelques exceptions près semblent bien constituer un niveau-repère essentiel.

La position stratigraphique de ce complexe basal n'a malheureusement pas pu être établie par des fossiles en Embrunais-Ubaye¹⁰³. Par comparaison avec les résultats des études conduites depuis plusieurs années en Ligurie occidentale et dans l'Apennin, on peut estimer qu'il s'agit d'une série comprise entre l'Albien et le Turonien supérieur.

Les Schistes de Serenne semblent bien être en effet l'équivalent de la partie basale des « Argiloscisti » ou des schistes du Val Lavagna des unités du Monte Gottero et du Monte Antola de l'Apennin nord-occidental ; ces schistes ne sont pas datés avec précision, mais ils se situent entre des niveaux datés respectivement du Néocomien et du Cénomani (G. ELTER, P. ELTER *et al.*, 1966).

b) Le groupe supérieur est constitué par les couches plaquetées de transition et par l'ensemble à dominante calcaire dont la base passe latéralement aux Grès de l'Embrunais.

Les différentes coupes observées en Ubaye dans le massif de Parpaillon et celui de Siguret montrent en effet que les Grès de l'Embrunais s'indentent banc par banc, séquence par séquence, avec le Flysch à Helminthoïdes proprement dit. Ces biseaux se développent sur la moitié environ de la colonne stratigraphique, soit 300 à 400 m.

Les données paléontologiques fournies par cette série restent médiocres ; la microfaune cantonnée dans les sablons est manifestement triée et redéposée ; elle est franchement remaniée dans les grès grossiers ; par contre, aucun niveau pélagique à plancton autochtone n'a jamais été rencontré dans la série ; les calcaires en bancs isolés qui peuvent résulter d'une sédimentation pélagique normale s'avèrent azoïques (exception faite de quelques radiolaires et spicules). Cette particularité est probablement due à la grande profondeur des dépôts (plusieurs milliers de mètres) que n'atteignent pas les tests calcaires dissous en cours de précipitation.

Malgré ces phénomènes de re-déposition, et du fait de l'absence de toute forme plus récente que le Maestrichtien, on peut penser que ce groupe Flysch à Helminthoïdes - Grès de l'Embrunais est entièrement compris dans le Sénonien. Les grès

monteraient localement jusqu'au Maestrichtien (région des Gourniers).

Les recherches effectuées au cœur des synclinaux les plus vastes au NW d'Embrun n'ont pas permis de reconnaître la présence d'un ensemble supérieur plus marneux attribuable au Paléocène, comme c'est le cas en Ligurie occidentale (M. LANTEAUME, 1962).

B) APERÇU SUR LES CARACTÈRES SÉDIMENTOLOGIQUES DE LA SÉRIE.

La série de la nappe du Parpaillon ne prend véritablement les caractères d'un flysch qu'au toit du Complexe de base.

C'est dans la partie occidentale de ce dernier, parfois bien en dessous des couches versicolores, que des apports détritiques rythmiques commencent à former des bancs granoclassés.

Auparavant, ne se déposaient que des silts très chargés en manganèse dont la structure noduleuse assez fréquente évoque les dépôts abyssaux à nodules de manganèse connus actuellement aussi bien dans l'Atlantique que dans le Pacifique¹⁰⁴, à plus de 4 000 m de profondeur. De même, les couches rouges et vertes du sommet du Complexe de base, dont la composition est très voisine de certaines pélites cinéritiques du cortège ophiolitique piémontais, pourraient être parallélisées avec certaines boues rouges riches en manganèse connues également dans l'Atlantique, par 4 000 m de fond, et dont l'origine volcanique est admise par certains auteurs¹⁰⁵.

Il est plus difficile de se prononcer sur la signification des Schistes de Serenne ; dans l'Apennin, toutefois, leur équivalent repose généralement sur la formation des « argiles à Palombini (calcaires à radiolaires, Globigérines et Calpionelles) qui représentent des dépôts pélagiques probablement moins profonds.

En ce qui concerne le Flysch à Helminthoïdes, qu'il soit à dominante calcaire ou gréseuse, le mécanisme essentiel de sa sédimentation paraît bien

¹⁰⁴ Voir K. O. EMERY, *Geology of the Continental Margin of Eastern United States* (in *Submarine geology and geophysics*, Butterworths, London, 1965, et H.-W. MÉNARD, 1964).

¹⁰⁵ On pourrait donc penser que les émissions ophiolitiques se sont poursuivies dans le bassin jusqu'au début du Crétacé supérieur, ce qui ne paraît pas avoir été observé jusqu'à présent. Il faudrait alors revoir la signification des brèches volcano-sédimentaires de Serenne et de l'Apennin (cf. chap. IV).

¹⁰³ Je rappelle que le seul fossile trouvé est une vertèbre de Poisson.

être celui des courants de turbidité selon le schéma qui a été mis en évidence par W.-D. NESTEROFF (1962, 1965).

On sait d'ailleurs que des turbidités actuelles à séquence ternaire (sable, boue calcaire, vase terri-gène) ont été découvertes récemment au large de l'Australie (W.-D. NESTEROFF, B.-C. HEEZEN et J.-R. CONOLLY, 1966) par plus de 5 000 m de fond, ce qui ne signifie certes pas que le Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye s'est obligatoirement déposé à de si grandes profondeurs : il faut faire intervenir les dimensions du bassin et la charge des sédiments meubles et instables déposés en bordure du continent ; un mécanisme de dépôt analogue a pu s'effectuer dans un bassin plus modeste.

Parallèlement au mécanisme saccadé des courants de turbidité, une sédimentation pélagique normale est peut-être responsable de la formation des bancs calcaires à mur et toit nets, toujours minces, que l'on rencontre à tous les niveaux de la série ; il se peut cependant que ces bancs ne représentent en fait que des séquences tronquées.

Enfin, les conglomérats de type « Mazelière » résultent évidemment d'un processus de sédimentation différent que je vais essayer d'analyser.

C) RÉPARTITION DES FACIÈS GRÉSEUX ET CONGLO-MÉRATIQUES DANS LA NAPPE. DIRECTIONS DE TRANSPORT ET D'APPORT.

a) Répartition actuelle des grès.

La figure 62 montre que la répartition *actuelle* des Grès de l'Embrunais est en partie commandée par les cloisonnements tectoniques.

Ce caractère est particulièrement net en ce qui concerne la digitation du Crévoux-Pic à faciès gréseux qui chevauche une série dépourvue de grès, tout au moins sur sa marge méridionale (région du col de Vars et de Fouillouse). Malgré cet obstacle, il est facile de se rendre compte que les faciès gréseux se développent principalement à l'Ouest du Parpaillon, dans le secteur durancien, mais disparaissent de nouveau dans la partie occidentale de la nappe (Autanes, Tête de la Gypière).

Cependant, un tel schéma ne tient pas compte des complications structurales et en particulier des variations considérables que l'on observe d'un flanc à l'autre de certains synclinaux couchés, comme celui des Gourniers, où la flèche de recouvrement

dépasse 3 km, amenant une série gréseuse épaisse et même conglomératique sur une série où les grès ne forment plus que des bancs diffus dans l'ensemble à dominante calcaire.

Ces variations sont encore plus considérables d'une part et d'autre des anticlinaux de complexe schisteux basal, toujours très étirés et dont le flanc normal est presque partout chevauchant au Sud-Est de la Durance : c'est le cas de la Mazelière, où la formation conglomératique du flanc inverse n'existe pas dans le flanc normal dont l'ensemble à dominante gréseuse est très dilué.

b) Répartition originelle (palinspastique).

Il m'est donc apparu nécessaire de reporter ces variations sur une épure représentant la nappe dépliée.

Ce travail a été fait de manière empirique, à l'aide de coupes sériées perpendiculaires aux axes des plis majeurs sur lesquelles j'ai estimé au mieux l'épaisseur des Grès de l'Embrunais considérés en tant que formation cartographiable, bien que son toit reste difficile à apprécier. Ces coupes ont été ensuite dépliées au curvimètre.

Le dépliage obtenu est naturellement entaché de nombreuses erreurs : le manque de charnières anticlinales en Ubaye ne permet pas d'apprécier correctement la flèche des plis déversés et des chevauchements ; ce dernier cas est encore plus grave en ce qui concerne la digitation du Crévoux-Pic, dont l'éloignement originel vis-à-vis du reste de la nappe ne peut pas être évalué. Enfin, la part des étirements et des replis disharmoniques reste inconnue. Les dimensions proposées sont donc minimales.

Le résultat est une carte d'isopaches de ces grès (fig. 63), où sont reportées également les zones à conglomérats et les quelques directions de courant déduites des figures basales observées à n'importe quel niveau de la série au-dessus du complexe schisteux basal¹⁰⁶.

¹⁰⁶ Je n'ai pas cherché à effectuer un relevé systématique des figures de base des bancs (soles marks, current marks, etc.) dont l'exploitation à des fins paléocéanographiques et paléogéographiques me semble sujet à multiples erreurs en pays de nappes du moins. La principale d'entre elles provient de la difficulté, voire de l'impossibilité de connaître en tout point la direction et le plongement de l'axe du pli le plus proche autour duquel il faut rabattre les observations effectuées le plus souvent sur des dalles inverses où les figures sont largement exposées. Tant que ces axes restent subhorizontaux et parallèles et qu'on travaille sur des couches faiblement plissées, sans flanc inverse, la méthode est sans doute applicable, à condition de multiplier les mesures dans l'espace et dans le temps (cas des Grès d'Annot : cf. D. J. STANLEY, 1961). Dans le cas de la nappe du Flysch à

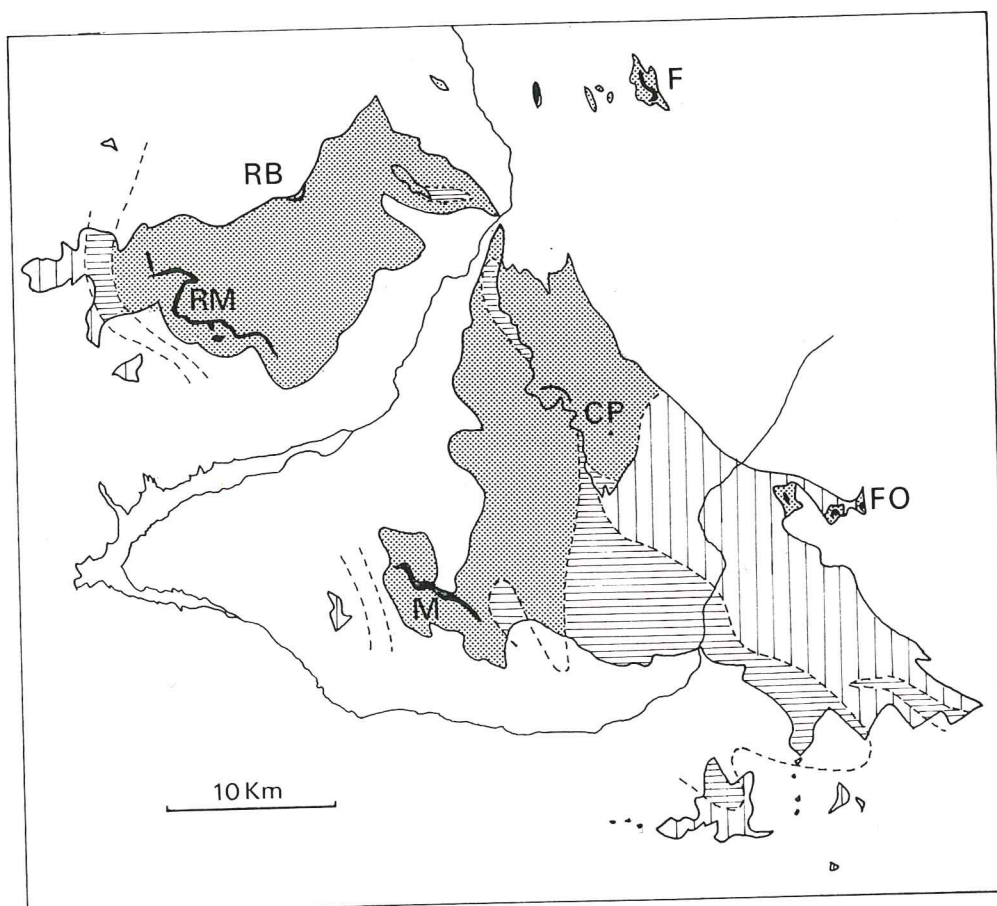


Fig. 62. — Répartition actuelle des faciès gréseux et calcaires dans le Flysch à Helminthoïdes de la nappe du Parpaillon.

Pointillé : Série comportant des Grès de l'Embrunais (type Embrunais). — Hachuré large : Série sans Grès (type Ubaye). — Noir : Affleurements de conglomérats. — Hachuré serré : Type mixte, avec grès dilués ne constituant pas une formation cartographiable.
CP, Crévoux-Pic; F, Furfande (klippe de); FO, Fouillouse (klippes du haut vallon de); M, Mazelière; RB, Roc Blanc; RM, Roche Méane.

Helminthoïdes, le problème se complique par la présence de plis transversaux à axes très pentés qui parasitent les grandes structures. Il est évident que, dans ces conditions, la direction de l'axe des plis observée peut différer jusqu'à 90° de la direction réelle.

Au total, ces erreurs sont les suivantes :

- erreur sur l'angle moyen des directions de courant observées sur une dalle (dans le cas de flute-casts, la divergence atteint parfois 30° : e_1 (0 à 20°);
- erreur sur la mesure de l'angle entre cette direction et l'axe de rabattement : e_2 (0 à 10°);
- erreur sur la direction réelle (azimuth) de l'axe de rabatement : e_3 (plus de 45° dans le cas de plis à axes pentés ou de plis coniques);

— erreur introduite par un pivotement éventuel de la nappe en cours de translation : e_3 (0 à 45°)

(des rotations de l'ordre de 45° ont été mises en évidence dans la nappe de Choc, dans les Carpathes, par J. KOTASEK et M. KRS, 1965).

L'erreur totale, faite sur une mesure, dans le cas d'une couche renversée, est alors de :

$$E = e_4 + 2(e_3) \pm e_2 \pm e_1.$$

Elle peut rapidement atteindre 90°, même pour des valeurs faibles de chaque erreur partielle.

Or, une erreur d'un quadrant est suffisante pour rendre illusoire toute reconstitution paléogéographique.

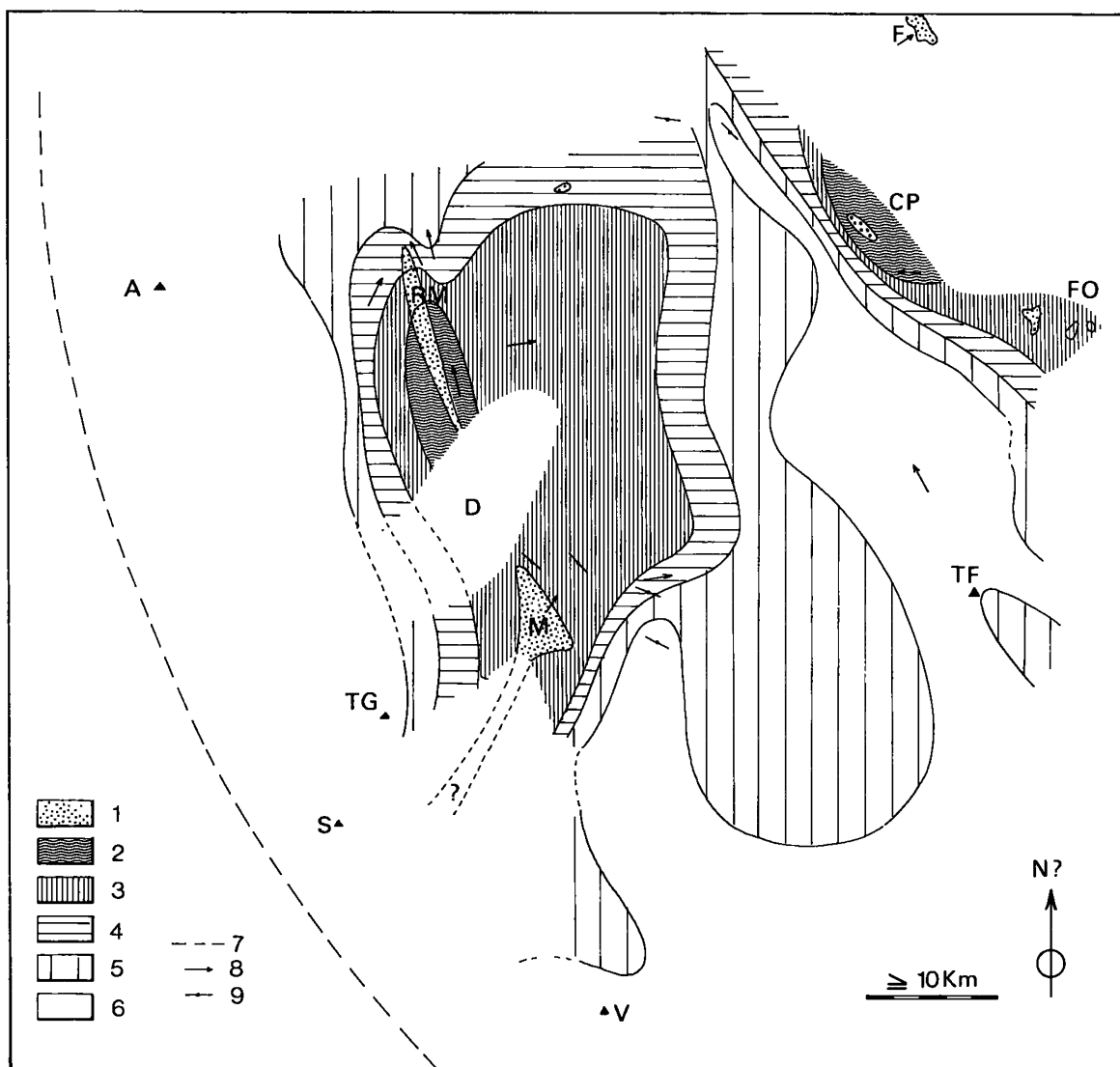


Fig. 63. — Isopaches approximatives de la formation des Grès de l'Embrunais dans la nappe du Parpaillon (nappe dépliée).

1, Conglomerats de la Mazelière-Roche Méane (éléments de plus de 2 cm); 2, Grès de l'Embrunais, plus de 300 m; 3, Grès de l'Embrunais, 150 à 300 m; 4, Grès de l'Embrunais, 50 à 150 m; 5, Grès de l'Embrunais, 0 à 50 m; 6, Série dépourvue de Grès de l'Embrunais (type Ubaye); 7, Limite probable de la nappe du côté occidental; 8, Sens de transport; 9, Direction de transport (le sens n'est pas connu).

A, Autanes; CP, Crévoux Pic; D, Durance; F, Furfande; FO, Fouillouse; M, Mazelière; RM, Roche Méane; S, Grande Séolane; TF, Tête de Fer; TG, Tête de la Gypière; V, Ventebun.

On distingue deux « ombilics » et une source d'apports terrigènes située au SW de la Mazelière (ancien canyon sous-marin?). L'orientation palinspastique n'est probablement pas celle de la nappe actuelle; on peut envisager un pivotement senestre de plus 30° (effet d'emboutissage de l'arc alpin par l'ensemble Apennin-Dinarides?).

Ce schéma montre les faits suivants :

1° Les Grès se localisent dans deux parties distinctes du bassin :

- une large « cuvette » méridienne prenant en écharpe le corps principal de la nappe ;
- un « sillon » interne, de dimensions fort imprécises, qui correspond à la digitation du Crévoux-Pic, et où l'épaisseur atteint le maximum d'environ 400 m dans la région du Pic de Chabrières.

2° Les faciès conglomératiques (granulométrie égale ou supérieure à 1 cm) accompagnent les fortes épaisseurs de l'ensemble gréseux, mais s'en libèrent plus ou moins au Nord de Réallon.

3° Les directions de courant observées ne montrent généralement pas de variations sensibles de bas en haut de la colonne stratigraphique, ce qui traduit une constance relative de la morphologie des fonds sous-marins en accord avec la persistance de faciès identiques dans le temps. Ce caractère est d'ailleurs général dans la plupart des bassins de flysch¹⁰⁷.

Sur le terrain, ces directions paraissent généralement longitudinales à la direction tectonique actuelle, et la majorité d'entre elles indique un transport du Sud vers le Nord ou SSE vers le Nord ou NNW.

Des directions transversales sont cependant observées : c'est le cas à la Mazelière où les derniers bancs du Complexe schisteux basal sous les conglomérats indiquent déjà un transport vers le Nord-Est (après rabattement), alors que la répartition et la variation rapide de l'épaisseur de ces derniers impliquent obligatoirement une provenance depuis le Sud-Ouest, confirmée par l'orientation des profonds chenaux de ravinements visibles sous les premiers bancs.

L'érosion manifeste du Complexe schisteux basal en ce point (ravinement, nombreux galets dans les conglomérats) permet de penser qu'on se trouve là *dans l'axe ou au débouché d'un canyon sous-marin fossile*, orienté SW-NE, brusquement approfondi par l'arrivée subite d'une charge fluviale issue de reliefs émergés situés au Sud-Ouest.

Ce canyon aurait déjà fonctionné lors du dépôt des boues et silts du Complexe schisteux basal ; il aurait pu se prolonger ultérieurement jusqu'aux

environs de Roche Méane, bien que la vallée de la Durance introduise une coupure importante ne permettant que de faire des hypothèses à ce sujet.

Toujours est-il que les isopaches de l'ensemble gréseux, qui reflètent évidemment le rapport grès/calcaire-schiste de l'ensemble des séquences, ou encore l'épaisseur de chaque banc de grès (mesures statistiques que je n'ai pas effectuées) ont des contours lobaires similaires à ceux des épanchages détritiques, liés à la fois à un système de canyons sous-marins et aux courants de turbidité, tels qu'ils ont été décrits par exemple dans le Santa Monica Basin au large de la Californie méridionale (D. S. GORSLINE et K. O. EMERY, 1959).

4) Conclusion.

Bien que souffrant encore d'imprécision, l'âge néocrétacé de la série de la nappe du Parpaillon ne peut plus être mis en doute.

L'équivalence des Grès de l'Embrunais avec la moitié inférieure du Flysch à Helminthoïdes *sensu stricto* est mise en évidence.

Cet ensemble repose sur un Complexe schisteux basal subissant d'Est en Ouest une importante réduction d'épaisseur (d'origine tectonique).

Malgré les complications structurales, il est possible de reconnaître dans cette nappe l'existence d'un bassin comportant au moins deux ombilics, où les apports longitudinaux issus du secteur sud-est se combinent avec une alimentation latérale issue du secteur ouest-sud-ouest, et qui semble correspondre à un ancien canyon sous-marin.

C'est apparemment au début du Sénonien que des apports terrigènes considérables, véhiculés par des courants de turbidité, viennent peu à peu s'étaler dans ce bassin dont on ne connaît pas les bordures.

De nombreux indices permettent de penser que la totalité de la série correspond à des dépôts de grande profondeur.

III. — Nappe de l'Autapie.

1) Introduction.

La géométrie extrêmement complexe de cette nappe, qui a subi au moins deux phases tectoniques majeures et se trouve actuellement distri-

¹⁰⁷ Voir à ce sujet POTTER et PETTIJOHN, 1963, p. 130.

buée en grandes écailles « synclinales » au sein des unités subbriançonnaises, ne permet pas de saisir sa stratigraphie de manière satisfaisante.

On peut y distinguer un certain nombre de formations qui semblent se remplacer mutuellement à travers l'Embrunais-Ubaye de manière progressive ou brutale. Dans ce dernier cas, il se peut que l'on soit en présence de séries issues de sous-provinces paléogéographiques distinctes, et actuellement en contact anormal.

Cependant, ces différentes formations ont en commun leur âge *néocrétacé*, prouvé par une *microfaune souvent abondante*, leur richesse en calcaires blonds à Helminthoïdes, leur pauvreté en grès grossiers et leur superposition aux formations priaboniennes principalement subbriançonnaises, dont elles épousent de très près les déformations.

Très développées dans toute la partie méridionale des nappes de l'Ubaye, elles ont été confondues, jusqu'en 1963 du moins, avec le flysch numulitique subbriançonnais (C. K., 1963 c).

Ces formations sont les suivantes (fig. 64) :

a) Un *Flysch à Helminthoïdes typique*, à dominante calcaire, reposant exceptionnellement sur un ensemble de schistes noirs voisins du Complexe schisteux basal de la nappe du Parpaillon.

Ce faciès est caractéristique près d'Ancelle (Embrunais occidental), dans la vallée de l'Ubaye au Martinet, dans la haute vallée du Laverq près de Plan Bas, ainsi que sur la route du col d'Allos (versant nord) et au sommet de la montagne d'Autapie, au SW d'Allos.

b) Un flysch à gros bancs calcaires et schistes argileux noirs abondants, généralement mal stratifié et passant de manière diffuse à une formation chaotique à dominante schisteuse, que j'ai appelée « *flysch dissocié* » (C. K., 1965), particulièrement développé dans la vallée du Verdon entre la fenêtre d'Allos et la région de la Foux, ainsi que sur le versant SW du col d'Allos.

c) Un « *flysch noir* » à dominante schisteuse, à lames, blocs et écailles (C. K., 1964), qui est en réalité un flysch « *ultradissocié* » affecté de multiples redoublements soulignés par des écailles de matériel divers issues de sa semelle ; ce faciès prédomine au Nord et à l'Est de la fenêtre de Barcelonnette et peut s'observer commodément sur la route de Restefonds, entre le col du même nom et la cime de la Bonette.

2) Série du *Flysch à Helminthoïdes normal*.

A) COMPLEXE SCHISTEUX BASAL.

Il manque le plus généralement, certainement par suite d'un décollement préférentiel à la base de l'ensemble à dominante calcaire qui le surmonte.

Je ne l'ai en effet observé qu'en cinq points de la nappe :

- à l'Est d'Ancelle, dans les basses pentes du Cuchon (ravin du Chardonnet) ;
- sous la klippe briançonnaise de la Pusterle, entre la Gardette et le haut vallon de la Martinasse (flanc ouest de la vallée de Réallon) (fig. 65) ;
- à l'Ouest du Martinet, en rive gauche de l'Ubaye (ravin du Claret) ;
- à l'Ouest de la station de la Foux d'Allos, vers 2 100 m d'altitude, au pied des pentes de Flysch à Helminthoïdes plaqué sur l'unité des Trois-Evêchés (fig. 70) ;
- à la pointe SE de la montagne d'Autapie, enfin¹⁰⁸

Dans tous les cas, ce « Complexe » est représenté par des schistes argileux très noirs, sans couches versicolores, fortement indurés, à débit écaillé, comportant des intercalations de silts bruns manganésifères en bancs centimétriques et des lentilles décimétriques de brèches polygéniques à matrice siliceuse verdâtre, très caractéristique.

Les éléments de ces brèches sont essentiellement sédimentaires, avec des silts et pélites bruns, quartzites, calcaires très fins et calcaires dolomitiques à fantômes de Diplopores et Radiolaires.

Ce sont des graviers parfois assez arrondis, dont les dimensions excèdent rarement 1 à 2 centimètres.

La nature du ciment est difficile à préciser : au microscope son faciès est soit celui d'un grès fin à ciment d'opale, calcédoine et quartz cryptocristallin, avec des grains de glauconie qui donnent la couleur verte à la roche, soit celui d'une radiolarite.

Près d'Ancelle, les niveaux de passage au Flysch à Helminthoïdes sus-jacent comportent des alter-

¹⁰⁸ L'affleurement du col du Talon (C. K., 1965, p. 45) appartient probablement à une minuscule klippe de la nappe du Parpaillon conservée dans le graben qui sépare le Cimet du Cheval de Bois.

En Embrunais occidental, ces petits affleurements ont passé jusqu'à présent inaperçus ou ont été confondus avec le « Flysch noir » ou les Schistes noirs de l'Oxfordien.

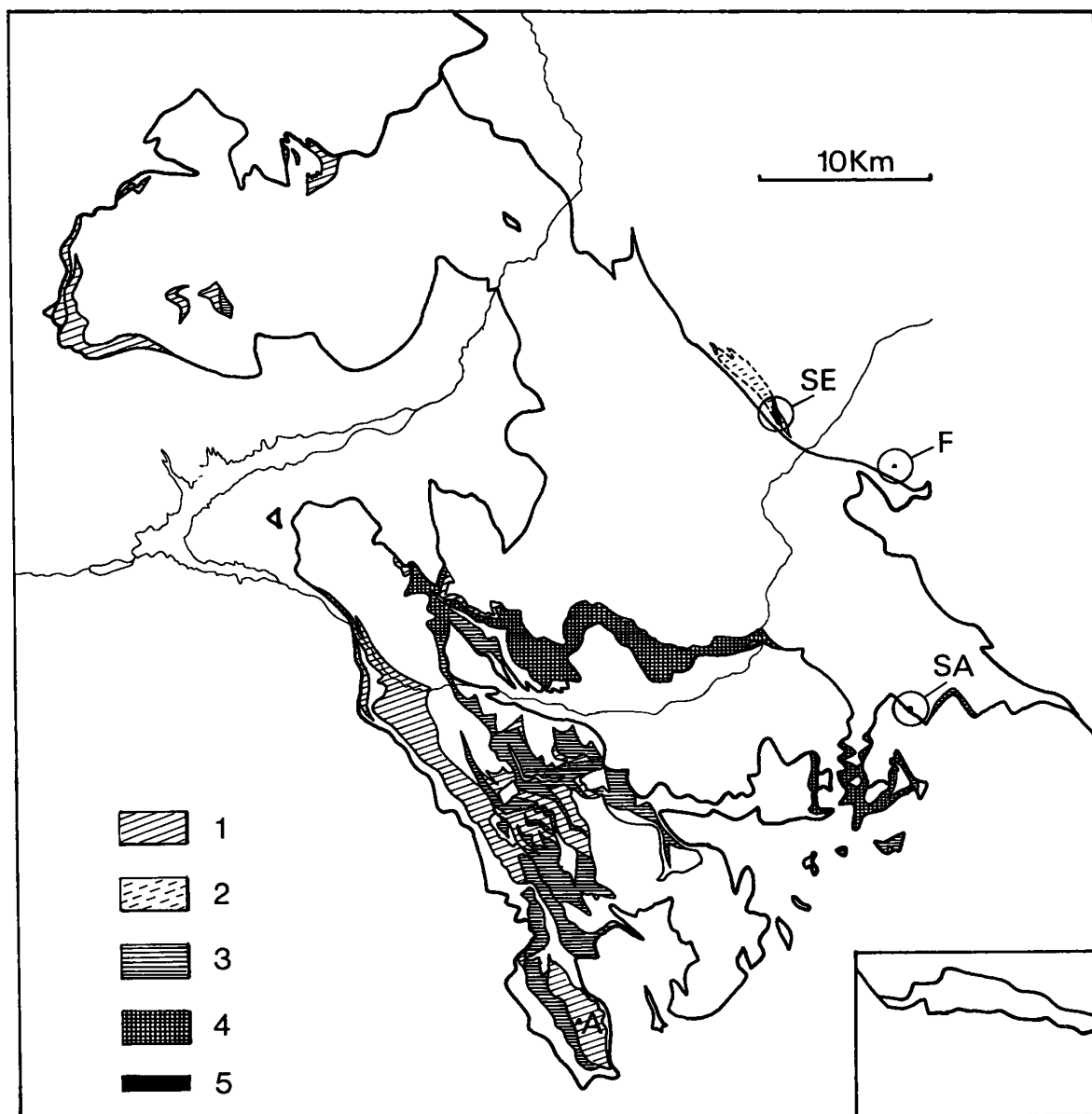


Fig. 64. — Répartition des affleurements et faciès de la nappe du Flysch à Helminthoides de l'Autapie.
Situation des ophiolites.

1, Faciès « normal » à dominante calcaire ; 2, Complexe schisteux basal lié aux ophiolites de Serenne et pouvant appartenir à la nappe de l'Autapie ; 3, Faciès « dissocié » ; 4, Faciès « dissocié et à écailles » ; 5, Ophiolites : SE, Serenne ; F, Fouillouse ; SA, Les Sagnes. — A : Montagne de l'Autapie.

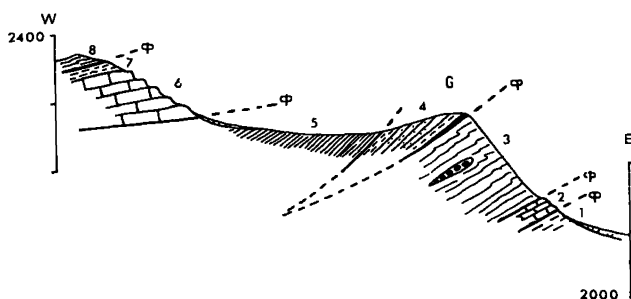


Fig. 65. — Position structurale complexe du Flysch à Helminthoïdes de la nappe de l'Autapie dans la vallée de Réallon (Région de la Gardette).

1, 2, Flysch et mésozoïque dépendant de l'unité subbriançonnaise de la Martinasse ; 3, Flysch Autapie, avec lentilles de conglomérats ; 4, Ecaille de calcaires planctoniques et de grès, avec cargneules (Subbriançonnais) ; 5, Schistes noirs à silts managanésifères (Complexe de base Autapie) ; 6, 7, Ecaille briançonnaise de la Pusterle (calc. triasiques et néocrétacée) ; 8, Klippe résiduelle de la nappe du Parpaillon.

G, Gardette.

nances centimétriques ou décimétriques de schistes noirs, de lits siliceux verdâtres et de petits bancs de brèches, microbrèches et calcaires à patine fauve ou blonde que l'on peut confondre avec la série du Malm-Néocomien à zones siliceuses de Piolit¹⁰⁹ (fig. 66).

Ces niveaux ont fourni en lame mince une microfaune assez abondante avec :

Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli ;
Globotruncana lapparenti cf. *inflata* Bolli ;
Globotruncana lapparenti cf. *coronata* Bolli ;
Globotruncana arca Cushmann,

dans un faciès de calcarénite à Rugoglobigérines, Algues, Echinodermes et spicules qui forme également la matrice des brèches. Il s'agirait donc de Sénonien probablement supérieur.

Le point important sur lequel il faut insister est que les tout premiers bancs calcaires comportent des alternances centimétriques de calcarénites plus ou moins granoclassées et de calcilutite à petites Globigérines à faciès de *calcaire planctonique indubitable*. Il en est de même au toit du complexe de base observé à l'extrémité SE de l'Autapie.

¹⁰⁹ Cette confusion a été faite partout par M. LATREILLE.

Cette première manifestation de faciès pélagiques non redéposés présente évidemment un grand intérêt pour une synthèse paléogéographique éventuelle.

Les brèches granoclassées, à graviers de 0,5 à 1 cm tout au plus, sont cimentées par cette calcarénite à *Globotruncana*.

A part quelques fragments de micaschistes à muscovite, on y observe une grande variété de roches sédimentaires : arkose, quartzite, silts et pélites micacés, silex, radiolarites, dolomies brunes à grain fin ou grossier et à pigments ferrugineux, calcaire à fantômes de Diplopores, plus ou moins dolomitique, calcaire à silex, calcaire oolithique, calcaire très fin à Radiolaires, calcaire à Calpionelles, calcaire à Trocholines.

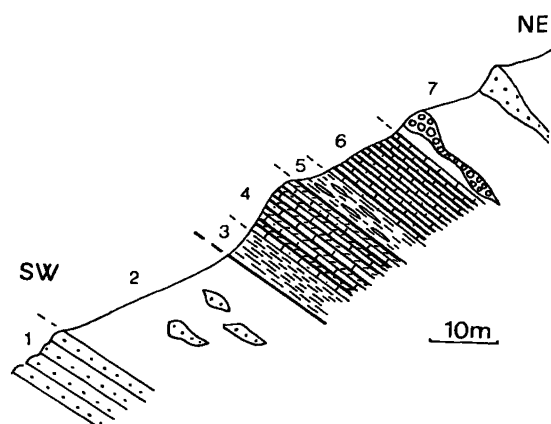


Fig. 66. — Coupe du ravin du Chardonnet au NE d'Ancelle (Embrunais occidental).

Priabonien Autochtone : 1, Grès du Champsaur (Autochtone) ; 2, Schistes à blocs, avec lentilles de grès.

Nappe de l'Autapie : 3, Schistes brun vert, grès, microbrèches, calcarénites et calcaires blonds avec intercalations planctoniques (alternances centimétriques) (sommet du Complexe de base) ; 4, Calcaires gréseux, microbrèches et lits siliceux (alternances décimétriques) ; 5, Schistes brun-vert siliceux à lentilles calcaires ; 6, Alternances décimétriques de calcaires silicifiés, de schistes verts et de microbrèches à foraminifères ; 7, Schistes à blocs, avec lentilles de conglomérats et de grès à faciès Champsaur (réurrence ou redoublement tectonique).

La coupe se complète vers le haut par un complexe d'écailles, avec Nummulitique autochtone, calcaires à Helminthoïdes, calcaires planctoniques subbriançonnais et Jurassique Néocomien de Piolit.

Les termes 3 à 6 peuvent représenter un « olistholite » dans les schistes à blocs autochtones.

Le ciment contient en outre quelques grains de quartz anguleux, de très rares feldspaths plagioclases et de la glauconie détritique parfois abondante, accompagnant des débris de Lamellibranches (prismes d'Inocérames) et plaques d'Echinodermes, etc.

De fins cristaux d'albite et de quartz authigènes se développent aussi bien dans le ciment que dans les éléments calcaires fins ¹¹⁰.

B) ENSEMBLE A DOMINANTE CALCAIRE OU FLYSCH A HELMINTHOÏDES *sensu stricto*.

Sa base n'est connue, comme je l'ai dit, qu'en quelques points, et il n'est pas possible de trouver actuellement un affleurement que l'on puisse considérer comme le toit de la série, qui est débitée en grandes lames dont une partie est à l'envers. L'épaisseur reste donc très hypothétique : environ 400 à 500 m tout au plus.

a) Lithologie.

Lorsqu'on peut en saisir la base, il débute généralement par une série de petits bancs calcaires à patine blonde et cassure bleue très lithographique, pouvant être associés à des séquences granoclassées décimétriques comportant microbrèches, calcarénites, calcaires et schistes noirs.

C'est le faciès des couches de transition assurant un passage progressif entre le Complexe schisteux basal et le Flysch à Helminthoïdes proprement dit, que je viens de décrire près d'Ancele.

En Ubaye méridionale, par contre, ce dernier apparaît brusquement avec une série de séquences et de bancs analogues à ceux que l'on peut observer par exemple en bordure de la route de Barcelonnette au col d'Allos, vers 1 950 m d'altitude, dans les virages de Chancelaye (feuille Barcelonnette 5-6 au 1/25 000^e ; fig. 67).

Cette série diffère de celle de la nappe du Parpaillon par les points suivants :

- irrégularité de l'épaisseur des séquences ;
- absence de grès feldspathiques à leur base ;
- extrême rareté des figures basales ;
- grande épaisseur du terme schisteux terminal qui constitue localement des couches de plu-

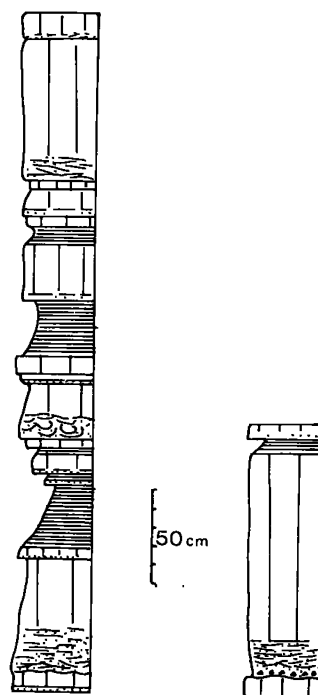


Fig. 67. — Flysch à Helminthoïdes de la nappe de l'Autapie.

Exemple de série (route du col d'Allos, versant nord près de Chancelaye). — Séquences ternaires : grès ou calcarénites, calcaire et schistes noirs, parfois tronquées. — A droite, séquence dilatée, avec base de brèches à faciès « Colombier ».

sieurs mètres de puissance, sans aucun litage ni accident détritique, résultant de slumpings ¹¹¹.

On y retrouve cependant les deux types de calcaires signalés à Meyronnes (nappe du Parpaillon), les uns formant des bancs complets, les autres inclus dans les séquences granoclassées. Les Helminthoïdes y sont parfois abondants.

Ces calcaires sont souvent totalement azoïques en lame mince ; dans d'autres cas, on y observe le cortège habituel de spicules et de sections plus sombres de pistes d'Helminthoïdes.

La partie basale des séquences est généralement constituée par un grès fin ou une calcarénite, parfois très riche en Foraminifères planctoniques de

¹¹⁰ Ce phénomène semble courant dans tout le massif de Piolit et a déjà été signalé dans le Malm (M. LATREILLE, 1961, p. 45).

¹¹¹ Ce fait permet d'envisager une explication au flysch dissocié. Voir plus loin.

dimensions « normales », complets ou brisés et classés en fonction de leur dimension.

Dans certaines séquences, ces grès se développent anormalement avec des « laminations » entrecroisées, contournées (convolute lamination) ; assez chargés en pyrite, ils prennent volontiers un aspect bicolore.

b) *Variations régionales. Conglomérats et « brèches du Colombier ».*

A l'Ouest de la Foux, le terme gréseux de la base des séquences devient plus grossier et plus épais, réalisant un faciès qui rappellerait celui de la nappe du Parpaillon dans la zone d'apparition des Grès de l'Embrunais.

Dans la région du col d'Allos, quelques séquences débutent par des brèches polygéniques riches en graviers de micaschistes et de dolomies : il ne s'agit là que de quelques lits centimétriques dont les éléments restent de dimension modeste (moins de 1 cm) (pl. III).

Sans être très fréquentes, ces couches grossières se rencontrent à différents niveaux de la série, aussi bien en Ubaye qu'en Embrunais. Elles sont particulièrement développées au Nord du Lauzet, en rive droite de l'Ubaye sous le Morgon, à proximité de la ferme du Colombier ¹¹², où elles forment plusieurs couches décimétriques malheureusement trop indurées pour qu'il soit possible d'en extraire les éléments.

Parmi ceux-ci, figurent des blocs de micaschistes ou séricitoschistes très anguleux, de près de 10 cm dans leur plus grande dimension (à la Gardette, à l'Ouest de Réallon, Embrunais occidental, un conglomérat identique contient des galets de gneiss à biotite de près de 20 cm). Les éléments calcaires de plusieurs espèces sont plus arrondis et ne dépassent guère 4 à 5 cm ; on y distingue encore des graviers, plus ou moins volumineux, de

dolomie ocre clair et de quartzites à cassure blanche ¹¹³.

L'examen sommaire de ces éléments rencontrés en plaque mince dans divers échantillons de l'Ubaye méridionale permet d'établir la liste tout à fait provisoire ci-contre :

Roches éruptives : granite, très rare.

Laves : laves basiques, très rares.

Roches cristallophylliennes : micaschistes à muscovite, séricite et chlorite : très abondants ; schistes quartzeux à biotite : rares.

Roches sédimentaires :

— arkoses, silts siliceux : rares ;

— quartzites, dolomies et calcaires à Diplopores du cortège triasique : fréquents ;

— calcaires à Echinodermes, à oolithes, calcaires dolomitiques, à silex : abondants ;

— calcaires fins à Calpionelles, à *Saccocoma*, à *Globochetes*, à Radiolaires : fréquents ;

— silex, radiolarites (?) : fréquents.

Le ciment de ces conglomérats est généralement une calcarénite à débris de quartz, parfois recristallisée et silicifiée.

Il faut noter dès à présent l'absence du cortège volcanodétritique acide, qui abonde au contraire dans les conglomérats de la nappe du Parpaillon, la pauvreté en roches éruptives, l'abondance des micaschistes et l'extrême diversité du matériel sédimentaire qui manque au contraire presque complètement de la phase détritique de la nappe du Parpaillon.

Ce matériel, riche en Jurassique-Néocomien, n'évoque aucune série précise du secteur durancien des zones internes, si ce n'est à la rigueur celle de Piolit. Par contre, il présente des analogies certaines avec une partie du matériel des conglomérats de la Mocaussa qui, selon M. WEIDMANN, serait issue d'un domaine compris entre la zone insubrienne et la zone lombarde, c'est-à-dire de la marge externe du domaine austro-alpin (*in* G. ELTER, P. ELTER *et al.*, 1966, p. 347).

¹¹² Ces conglomérats sont là au toit d'une lame de Flysch à Helminthoïdes renversée, pincée entre le Nummulitique de la vallée de l'Ubaye, se terminant par un complexe de schistes à blocs et la bande de « Terres Noires » parautochtones qui détermine les alignements de replats occupés par les hameaux de Champcontier et Costeplane. Cette lame avait échappé à D. SCHNEEGANS qui décrit les Terres Noires en contact direct avec le Nummulitique (D. SCHNEEGANS, 1938, p. 21). Les conglomérats sont probablement ceux que E. HAUG et W. KILIAN ont observés dans le « Flysch calcaire », près de Costeplane (1902) (voir pl. X).

¹¹³ Selon M. WEIDMANN qui a vu cet affleurement en ma compagnie, ce faciès évoquerait celui de certains conglomérats du type « Mocaussa », de la nappe de la Simme.

C) DONNÉES PALÉONTOLOGIQUES. POSITION STRATIGRAPHIQUE DE LA SÉRIE.

Dépourvu du moindre macrofossile (à l'exception d'une unique empreinte d'Inocérane observée sur la route du col d'Allos), le Flysch à Helminthoïdes *sensu stricto* a, par contre, fourni de manière générale à tous ses niveaux une microfaune abondante avec ¹¹⁴ (pl. III) :

Globotruncana du groupe *linnei* d'Orbigny;
Globotruncana cf. *arca-convexa*;
Globotruncana calciformis de Lapparent;
Siderolites sp., *Textularia*, *Marsonella*, *Globigerina* (*Rugoglobigerina*), *Lenticulina* et de très rares *Orbitoides* brisés.

Cette association, qui couvre une période comprise du Turonien au Maestrichtien, se retrouve dans la plupart des niveaux échantillonnés, du haut en bas de la série dont il faut dire cependant qu'il est extrêmement difficile de saisir la polarité du fait des complications structurales.

Dans le haut vallon de la Martinasse, toutefois (Ouest de Réallon), le toit apparent d'une des lames de Flysch à Helminthoïdes intriquées avec les séries du massif de Piolit a fourni une microfaune constituée exclusivement de grosses Globigérines à test épais perforé, laissant penser que la série monterait à la base du Paléocène (fig. 68).

Cette observation jusqu'à présent unique en son genre est confirmée par la présence, dans les schistes à blocs de la Cayolle, de plusieurs morceaux de Flysch à Helminthoïdes typique, mais à *Globorotalia*, impliquant que la série remaniée en olistholites dans ces schistes a comporté à l'origine des *niveaux paléocènes* impossibles à observer actuellement.

On peut donc penser que le Flysch à Helminthoïdes *sensu stricto* est d'âge essentiellement sénonien, pouvant monter localement dans le Paléocène et débiter peut-être plus tardivement à Ancelle où les termes de passage au Complexe schisteux basal sont attribuables au Maestrichtien ; ce dernier, dont n'existent que les derniers mètres, serait alors turonien à campanien ¹¹⁵.

¹¹⁴ Déterminations dues à l'obligeance de J. SIGAL.

¹¹⁵ Les affleurements d'Ancelle sont isolés à l'avant-garde des nappes et sans relation directe avec ceux de l'Ubaye méridionale ; ils peuvent de ce fait dépendre d'une unité tectonique et paléogéographique distincte du reste de la nappe de l'Autapie ; mais aucun argument, en dehors de cette nuance stratigraphique, ne peut étayer cette hypothèse.

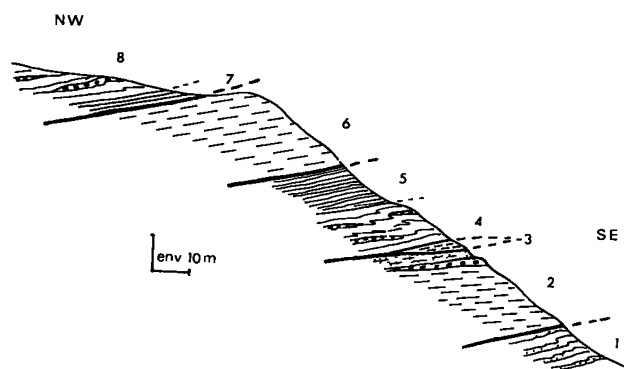


Fig. 68. — Coupe des écaïles de la Martinasse à l'Ouest de Réallon entre 1 950 et 2 100 m (Embrunais occidental).

1, Flysch sombre Priabonien (flysch de St-Clément ?) ; 2, Unité subbriançonnaise de la Martinasse avec calcaires planctoniques, conglomérat polygénique et flysch sombre ; 3, Ecaïlle de calcaires planctoniques gréseux ; 4, Flysch à Helminthoïdes avec brèches, apparemment renversé sous 5, Complexe de base ; 6, Ecaïlle de calcaires planctoniques ; 7, Comme 5 ; 8, Comme 4, avec microfaune paléocène.

3) Flysch à gros bancs et Flysch dissocié.

A) LITHOLOGIE (pl. IV).

Ces formations paraissent totalement dépourvues de Complexe schisteux basal, ce qui peut suggérer qu'elles représentent une tranche élevée de la colonne stratigraphique de la nappe devenue plus ou moins indépendante par le mécanisme de diverticulatons.

Le flysch à gros blocs de la haute vallée du Verdon en amont d'Allos a la même constitution que le Flysch à Helminthoïdes du versant nord du col d'Allos, avec des séquences ternaires débutant localement par des brèches ou conglomérats de type « Colombier ».

Les seules différences intéressent l'épaisseur de chacun des termes de ces séquences et leur agencement général dans la formation :

— La partie gréseuse atteint fréquemment une puissance supérieure à 5 m (jusqu'à 10 m localement). Sa structure est alors constituée de séquences élémentaires décimétriques, à granulométrie de sables, subissant des variations d'épaisseur dont l'agencement évoque les stades précoces d'apparition des « ripple-load convolutions » décrits par S. DZULYNSKI et E. K. WALTON (1965) ;

— La partie calcaire forme des bancs massifs épais de plusieurs mètres, à patine grise et cassure gris-bleu sombre, lithographique, parfois fétide. Les *Helminthoïdes* y sont très rares ;

— Enfin, le terme supérieur (schistes argileux noirs) est souvent aussi épais que les deux termes précédents réunis.

Ce type de série peut alterner avec un faciès de bancs décimétriques semblable à celui du Flysch à *Helminthoïdes* banal, mais on n'y observe jamais la régularité de stratification de ce dernier.

En effet, les couches gréseuses et calcaires s'interrompent toujours latéralement et forment des tronçons de dimensions comprises entre quelques mètres et plusieurs dizaines de mètres qui flottent en quelque sorte dans la matrice de schistes noirs. Sur une même verticale, ces éléments peuvent se présenter à l'endroit ou à l'envers.

Leurs bords sont fréquemment bréchifiés, avec un ciment calciteux ou de schistes noirs pénétrant sur quelques centimètres dans cette croûte éclatée.

Quand cette texture particulière prédomine, on obtient un faciès que j'ai appelé « dissocié », et qui est, si l'on veut, un *wildflysch* monogénique.

B) PROBLÈMES POSÉS PAR LE FLYSCH DISSOCIÉ.

J'ai déjà abordé cette question dans une publication antérieure (C. K., 1965), mais certaines

hypothèses que j'avais alors avancées semblent devoir être écartées.

a) Age de la formation.

L'âge sénonien ne fait aucun doute, ainsi que le montrent les nombreux échantillons qui ont fourni exactement la même microfaune que le Flysch à *Helminthoïdes* normal. Mais il est absolument impossible de saisir quelque part la base ou le sommet de la série.

b) Relations avec le Flysch à *Helminthoïdes* normal.

Deux coupes illustrent ces relations dans la région Haut-Verdon - col d'Allos où ces formations sont le plus développées :

— Au Nord du col d'Allos (fig. 69 et pl. h. t. VII), il semble que l'on ait des alternances hectométriques parallèles formant une série de plus de 1 000 m de puissance. En réalité, si les polarités de stratification observées par exemple en bordure de la route du col d'Allos montrent bien qu'il y a effectivement une alternance de ce type sur environ 500 m, il n'en est pas de même ailleurs où des replis isoclinaux ou des contacts anormaux ne sont pas exclus.

De même, dans la haute vallée du Laverq, ce faciès apparaît à la base du Flysch à *Helminthoïdes*

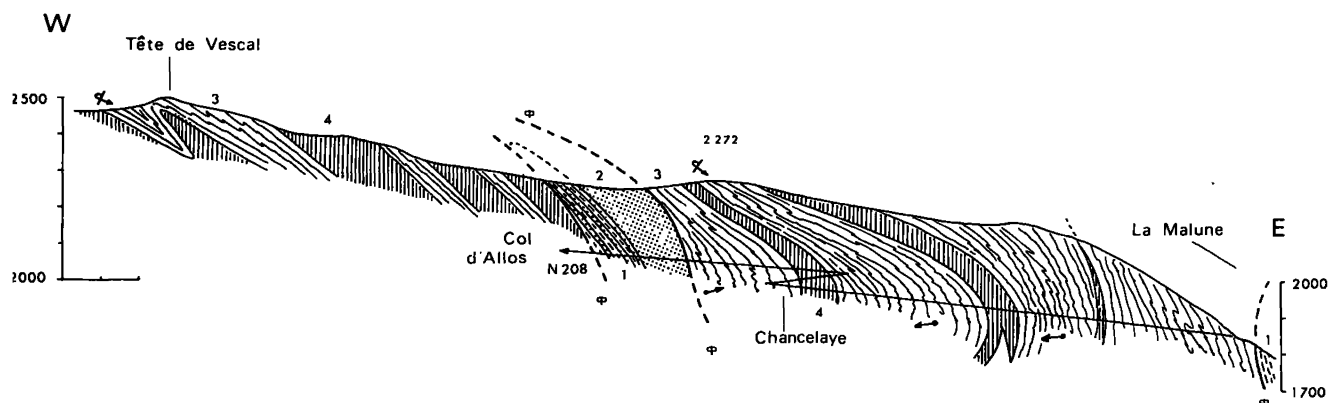


Fig. 69. — Structure de la nappe de l'Autapie au Nord du col d'Allos.
Rapports du Flysch à *Helminthoïdes* et du Flysch dissocié.

1, Flysch priabonien subbriançonnais (unité du Pelat ou écaïlle de la pseudo-semelle dépendant de l'unité des Trois Evêchés) ; 2, Schistes noirs ; 3, Flysch à *Helminthoïdes* à dominante calcaire « normal » ; 4, Flysch dissocié.

Les flèches pointées indiquent la polarité stratigraphique. On remarque les alternances hectométriques de flysch normal et dissocié ; certaines d'entre elles semblent imputables à des redoublements structuraux ; d'autres peuvent être stratigraphiques (couches « slumpées »).

auquel il passe verticalement sans aucune discontinuité tangible (fig. 13) ;

— A l'Ouest de la Foux (fig. 70 et pl. h. t. VII), ces relations sont évidemment tectoniques, tout du moins entre la série à faciès normal (elle-même passablement compliquée) et les affleurements dissociés de l'auge glaciaire du Haut-Verdon. Il faut noter qu'à l'intérieur même de ceux-ci se trouve une bande de faciès non dissocié dont il est tentant de faire une lentille ; mais une lame

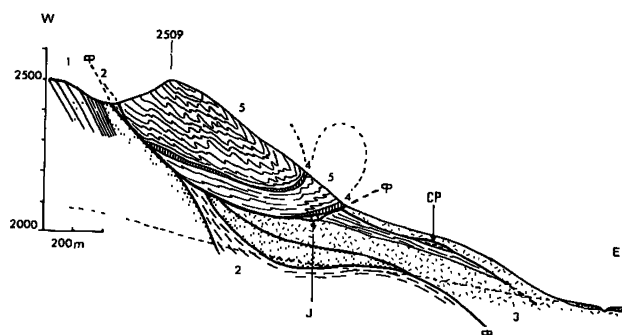


Fig. 70. — Structure de la nappe de l'Autapie à l'Ouest de la Foux d'Allos. Rapports entre Flysch à Helminthoïdes « normal » et Flysch « dissocié ».

1, Série priabonienne de l'unité subbriançonnaise des Trois Evêchés avec grès, flysch sombre et schistes à blocs ; 2, Ecaille supérieure des Trois-Evêchés, avec manteau de schistes à blocs ; 3, Flysch dissocié, avec lentilles de flysch « normal » et contact anormal probable souligné par une écaille de calcaires planctoniques (CP) ; 4, Complexe de base ; 5, Flysch à Helminthoïdes « normal », calcaréo-gréseux.

L'ensemble 45, qui montre une structure anticlinale primitive ultérieurement replissée en synclinal, chevauche le flysch dissocié ; on remarque une écaille de calcaire jurassique (J) soulignant le contact anormal.

A droite, vallée du haut Verdon.

de calcaire planctonique fortement étirée, visible à son toit, montre qu'il y a là un contact anormal très probable.

c) Relations avec les flyschs nummulitiques subbriançonnais.

En 1965, j'ai signalé des affleurements de Nummulitique « ponctuels » au sein du flysch dissocié, envisageant la possibilité d'un mélange intime de ces formations dont l'une serait re-sédimentée, par glissements sous-marins, dans l'autre. En réalité, si ce mécanisme de resédimentation

paraît devoir expliquer de manière satisfaisante les relations de la nappe de l'Autapie avec le Subbriançonnais, il semble se limiter à un simple contact anormal réalisé en milieu sous-marin par l'intermédiaire de cette formation de remaniement que représentent les schistes à blocs.

En effet, après avoir revu ces affleurements nummulitiques ponctuels, je suis convaincu qu'il s'agit d'écailles mécaniques soulignant des contacts anormaux affectant ce Nummulitique et sa pseudo-couverture ; la présence d'écailles de calcaire planctonique occupant la même position vient en faveur de cette explication.

L'exagération de ces redoublements conduit au faciès « à écailles » de la région de Restefonds, où du matériel jurassique et même triasique vient en plus se glisser dans le flysch, mimant des olistholites ¹¹⁶ (pl. X).

d) Genèse du flysch dissocié.

Le mécanisme de glissements sous-marins en fin de diagenèse, alors que la lithification des termes gréseux et calcaire était achevée et que les argiles restaient encore susceptibles de mobilité thixotropique, semble devoir expliquer au mieux l'aspect chaotique du flysch dissocié.

Des plis de slumping indubitable ont été observés dans les faciès peu dissociés dans le haut Laverçq.

Ils rendent compte des alternances anarchiques de couches normales et renversées dans les séries relativement peu tectonisées.

L'apparition et le développement de ces phénomènes seraient conditionnés en grande partie par

¹¹⁶ Cette assimilation est prouvée par la présence de microfaunes néocrétacées au col de la Bonette même, dans plusieurs tronçons de grès fins ; il est inutile de préciser que, malgré de patientes recherches, je n'ai jamais observé la moindre Nummulite dans cette série.

A la Bonette, sur le versant nord-ouest, l'une de ces écailles est constituée de gypse et de cargneules ; cette association surprenante, qui se retrouve également au Joug de l'Aigle (massif du Morgon, à l'Est de la Tête de la Gypièrre) où D. SCHNEEGANS l'avait remarquée, a été observée dans les flyschs exotiques au Nord du col de Tende ; elle serait due, selon A. GUILLAUME (1967) à un dépôt originel du flysch sur les diapirs triasiques sous-marins de « l'antéclise Ligure ». Si c'était le cas en Ubaye, ces diapirs auraient entraîné dans leur montée des écailles d'un matériel dont l'origine subbriançonnaise ou à la rigueur briançonnaise ne fait pas de doute, impliquant donc un dépôt sur ces domaines proches, ce qui est en contradiction avec les données géométriques, stratigraphiques et paléogéographiques qui suggèrent une origine plus lointaine. Le problème reste donc entier, en Ubaye du moins.

la proportion plus ou moins grande du terme argileux des toits de séquences dans la série stratigraphique (des couches de schistes noirs « slumpés » existent d'ailleurs dans le flysch normal, mais elles se sont mises en place pendant le dépôt et non après).

On pourrait alors en déduire que les faciès les plus dissociés, c'est-à-dire les plus argileux, correspondent aux parties du bassin où les particules les plus fines se déposaient préférentiellement, ce qui ne signifie pas forcément qu'il s'agisse des ombilics les plus profonds, mais peut-être plutôt de « trappes » latérales plus ou moins protégées des apports grossiers par des ondulations modérées.

Le moment et l'endroit où ces phénomènes ont pu se produire restent problématiques ; ils dépendent en effet de la rapidité de la diagénèse des sédiments, elle-même sous la dépendance de multiples facteurs chimiques, écologiques ou tectoniques qui nous échappent ¹¹⁷.

Toutefois, le fait que seule une partie des terrains de la nappe de l'Autapie soit affectée par ces slumpings suggère que la « dissociation » n'a probablement pas de relations avec la mise en place de cette nappe dans le domaine pennique externe ; elle se situerait entre le Sénonien et le Priabonien, alors que le flysch était encore en place dans son bassin mais subissait déjà probablement les premières contraintes tectoniques.

Cette dissociation a cependant manifestement favorisé ultérieurement les dislocations tectoniques et l'apparition de niveaux de clivage dans la nappe. Pour cette raison, il est très difficile, sur le terrain, de distinguer les plis de slumpings et les plis tectoniques ; la présence ou l'absence d'une éventuelle schistosité n'est pas probante ; en Ubaye, la schistosité liée aux plis n'apparaît que dans les niveaux les plus incompetents et reste discrète ; elle manque parfois.

Il semblerait d'ailleurs que ce critère de schistosité ne soit pas déterminant pour distinguer les vrais plis tectoniques des plis pénécontemporains de la sédimentation ¹¹⁸.

¹¹⁷ On sait que les sédiments « récents » des grands fonds marins peuvent rester meubles ou semi-consolidés sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur et donc très longtemps après leur dépôt (L. DANGEARD et M. RIOULT, 1965 ; voir aussi R. W. FAIRBRIDGE, 1967).

¹¹⁸ P. VIALON, qui étudie cette question, aurait observé de très belles schistosités dans des plis de slumping vocontiens (renseignement oral).

C) CONCLUSION.

Dans l'état actuel de nos connaissances, on peut donc admettre que le flysch à gros bancs et le Flysch dissocié avec ou sans écaillés sont l'équivalent latéral de tout ou partie du Flysch à Helminthoïdes sénonien-paléocène inférieur de la nappe de l'Autapie.

4) Conclusion : L'indépendance paléogéographique de la nappe de l'Autapie vis-à-vis de celle du Parpaillon.

Les complexités structurales ou sédimentaires (slumpings, dissociations) ne permettent de déceler, dans cette nappe, que des variations régionales dont la signification paléogéographique n'est pas déterminante. Le manque de figures basales nettes, qui seraient d'ailleurs ici généralement inexploitable, la dispersion des niveaux conglomératiques, dont le matériel à dominante sédimentaire diffère totalement de celui de la nappe du Parpaillon, les remaniements des sédiments pendant leur diagénèse en vastes slumpings bouleversant l'agencement des couches, la microfaune abondante enfin, tout cela traduit un milieu de sédimentation probablement moins profond, plus mobile peut-être, environné de reliefs où le socle avait conservé une importante couverture sédimentaire triasique, jurassique et peut-être néocomienne.

On doit donc admettre que le Flysch de l'Autapie ne peut en aucune manière appartenir à la même unité paléogéographique que le Flysch du Parpaillon et qu'il s'est déposé, sensiblement au même moment, dans un bassin plus ou moins isolé dont la position sera discutée ultérieurement.

IV. — Ophiolites liées aux Flyschs à Helminthoïdes.

1) Introduction.

Du matériel ophiolitique en liaison avec les nappes de Flysch à Helminthoïdes est actuellement connu en trois points seulement des nappes de l'Embrunais-Ubaye (fig. 64) :

- au NW de Serenne (massif du Paneyron, à l'E du col de Vars) ;
- à l'E de Fouillouse, sous le massif de Chambeyron ;

— à l'E des Sagnes (massif de Siguret, au S de Larche).

L'exiguïté de ces deux derniers affleurements est telle qu'ils ne méritent guère d'attention :

— A Fouillouse, c'est une minuscule klippe de schistes noirs gréseux très écrasés, avec quelques mètres cubes de brèche ophiolitique, conservée dans un onglet effondré à la surface de la nappe Briançonnaise du Chatelet.

— Aux Sagnes, il s'agit d'une lentille décamétrique de calcitite à chlorite et serpentine (ophicalce) coincée entre les Grès d'Annot autochtones et quelques mètres de schistes versicolores marquant la base de la nappe du Parpaillon.

Ces affleurements peuvent être considérés comme des écaïlles basales de la nappe du Parpaillon ; la micro-klippe de Fouillouse dépend probablement de la digitation du Crévoux-Pic de cette nappe dont relèvent les grès du lac du Vallonet et de la klippe de Rocca-Bianca, à proximité immédiate.

2) Ophiolites de Serenne.

A) SITUATION.

Les premières découvertes en Embrunais-Ubaye (C. K., 1961), elles forment un chapelet d'écaïlles étagées entre 2 200 et 2 500 m dans une unité de Complexe schisteux basal associé à du Flysch à Helminthoïdes à faciès Autapie, pincée dans le flysch probablement Briançonnais, en bordure du faisceau de failles de Serenne (fig. 46 et 71).

Ces écaïlles ne sont donc pas en liaison directe avec la nappe du Parpaillon, toute proche.

B) FACIÈS (fig. 71 et 72).

On peut y distinguer deux types de séries :

a) Une séquence ophiolitique apparemment renversée, comportant une masse importante de roche verte compacte (rocher 2 306 m) qui est une dolérite (microgabbro) à plagioclases moyens (oligoclase - andésine) séricitisés, en baguettes trapues de 3 à 4 mm de longueur incluses dans une mésotase formée essentiellement de chlorites, avec cependant quelques plages accessoirement de calcite et de serpentine, où des minéraux opaques soulignent les contours d'anciennes augites.

A sa partie basale (base apparente), cette dolérite devient bréchique et repose sur

quelques mètres de schistes lie-de-vin d'abord cinéritiques, puis très siliceux, à faciès de radiolarites (ce sont en effet des silts siliceux) appuyés à leur tour sur

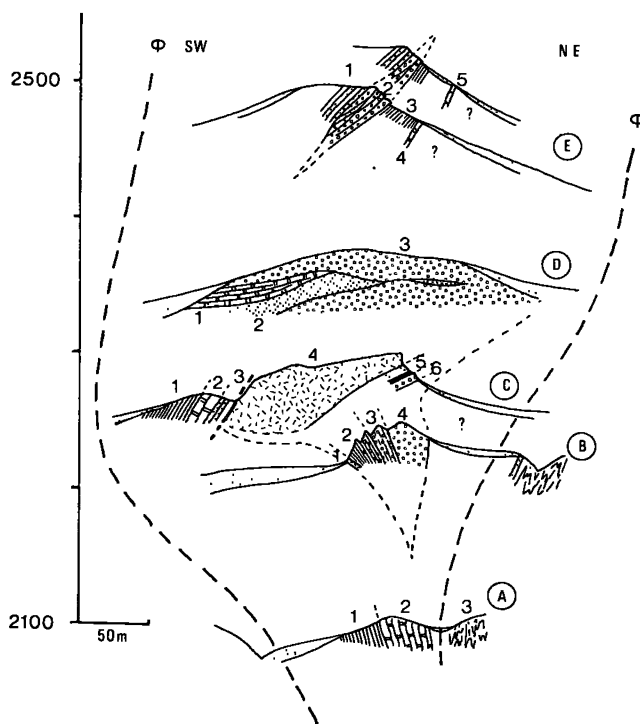


Fig. 71. — Ophiolites de Serenne. — Coupes séries schématiques entre 2 100 et 2 500 m d'altitude entre le vallon des Pierres Rousses au SW et le vallon de l'Adrech au NE (feuille Embrun n° 8 au 1/20 000°).

A : 1, Schistes noirs et schistes versicolores ; 2, Calcaires à Helminthoïdes à faciès Autapie ; 3, Flysch Briançonnais probable.

B : 1, Tuf diabasique ; 2, Calcschistes gris noirs à blocs sédimentaires et fragments de pillows ; 3, Brèches polygéniques à blocs sédimentaires et fragments de pillows dans une matrice schisteuse plus ou moins cinéritique ; 4, Brèches diabasiques à pillows éclatés et rares éléments sédimentaires ou éruptifs (granite).

C : 1, Complexe schisteux basal ; 2, Calcaires à Helminthoïdes ; 3, Schistes et grès en plaquette à faciès de Schistes de Serenne, en contact tectonique sur 4, Diabase et tufs diabasiques bréchiques massifs ; 5, Schistes cinéritiques versicolores à pillows passant à leur base à des radiolarites vertes (en noir) ; 6, Brèches polygéniques à fragments de pillows.

D : 1, Lame de calcaires et grès à faciès Flysch à Helminthoïdes Autapie ; 2, Schistes argileux à blocs divers passant à 3, Brèche polygénique à éléments sédimentaires, granitiques et ophiolitiques, à ciment de tuf schisteux diabasique.

E : 1, Flysch à faciès des Schistes de Serenne ; 2, Ecaïlle de brèches polygéniques (cf. détail sur fig. 72) ; 3, Flysch à faciès de Complexe de base ; 4, Lame de calcaire blond à faciès Autapie ; 5, Lame de calcaire planctonique néocrétacé.

φ, Contacts anormaux encadrant le chapelet d'écaïlles. — En pointillé : Couverture d'éboulis, de moraine et de terrains glissés. Il n'y a pas de continuité d'une écaïlle à l'autre.

— quelques mètres de brèches polygéniques à pillows éclatés et rares blocs de roches sédimentaires ou éruptives à ciment cinéritique.

b) Un complexe de brèches polygéniques à blocs d'ophiolites, pillows éclatés et éléments divers, grossièrement stratifiés, à ciment de cinélite, de silts siliceux ou de calcschistes, contenant localement des lames décimétriques de calcaire et des intercalations de microbrèches et de grès.

Dans l'écaïlle située entre 2 300 et 2 400 m d'altitude (fig. 71, coupe C), ce faciès est intriqué avec des schistes argileux à blocs de grès et de calcaire, accompagnés d'une lame de Flysch à Helminthoïdes à faciès Autapie, calcaires blonds et calcarénites à microfaune néocrétacée.

Le matériel de ces brèches est assez varié :

Roches vertes : blocs centimétriques ou décimétriques de diabases diverses, vertes ou rougeâtres, à structure hyaline ou microlithique intersertale,

plus rarement sphérolitique ; fragments de pillows à bords variolitiques parfois volumineux (50 cm).

Roches éruptives : quelques blocs centimétriques de granite à orthoclase, albite et biotite chloritisée, assez altérés et dont certains semblent plutôt appartenir à un microgranite.

Laves acides : quelques blocs de petite dimension (2 à 3 cm) de rhyolite et de tuf rhyolitique.

Roches cristallophylliennes : micaschistes et schistes quartzeux, à muscovite et épidote ; micaschiste à biotite chloritisée ; quartzite blanc à fines paillettes de séricite et inclusions de barytine ; calcaire cristallin à fantômes d'oolithes.

Roches sédimentaires (blocs centimétriques, rarement décimétriques) :

- arkose, grès et pélites azoïques divers ;
- grès-quartzite ;
- dolomie à grain fin ou grossier, parfois ankéritique ; dolomie noire saccharoïde, calcaires gris

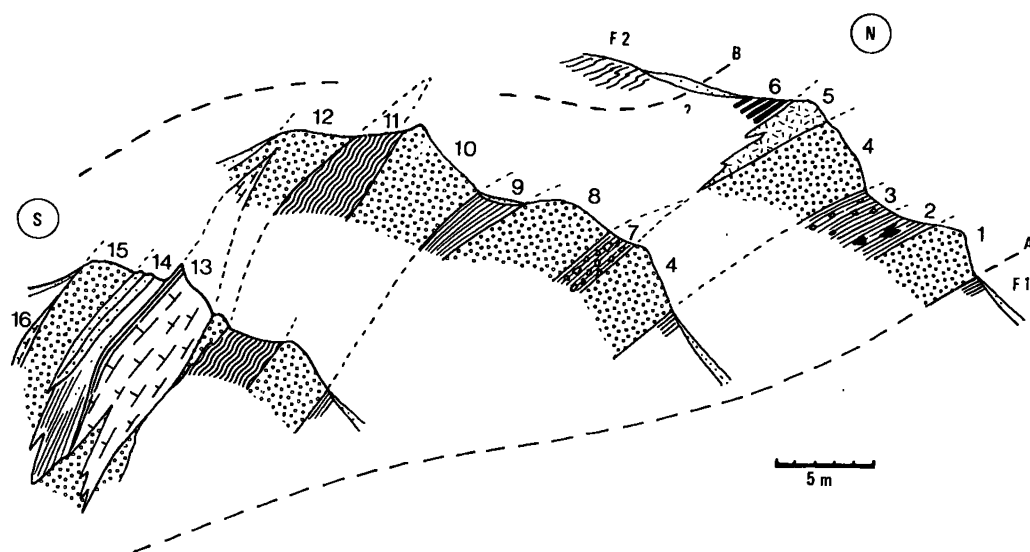


Fig. 72. — Ophiolites de Serenne. Détail de l'écaïlle supérieure.
(Longueur de l'écaïlle : environ 100 m.)

- 1, Brèche diabasique à rares blocs sédimentaires ; 2, Schistes bréchiques à gros blocs de diabase ; 3, Calcschistes bréchiques à blocs sédimentaires dominants ; 4, Brèche polygénique à éléments décimétriques et fragments de pillows ; 5, Tuf diabasique verdâtre bréchique ; 6, Schistes siliceux verts ; 7, Brèche à matrice schisteuse, à blocs sédimentaires dominants ; 8, Brèche ou tuf bréchique, à éléments sédimentaires, granite, micaschiste et diabase ; 9, Schistes sombres plus ou moins masqués ; 10, Comme 8 ; 11, Tufs cinéritiques microbréchiques, puis bréchiques ; 12, Comme 8 et 10 ; 13, lame de calcaire gris clair mar-moréen, d'abord massif puis devenant plaqueté et chargé de lits siliceux (radiolarites ?) au sommet ; 14, Microbrèche, schistes argileux gris et grès moyen en bancs décimétriques ; 15, Comme 8, 10, 12 ; 16, Comme 13.

F1, Flysch noir à faciès de « Complexe de base » ; F2, Flysch schisto-gréseux à patine claire, à faciès de Schistes de Serenne ; A-B, Contacts de nature indéterminée, probablement anormaux.

très fins, à accidents siliceux et probablement Radiolaires ;

- calcaire rouge ou rose très fin, azoïque ;
- brèche à éléments demi-centimétriques dolomitiques, gris et ocres.

Malgré son faciès de « Tithonique », la grande lame de calcaire gris à lits siliceux de l'échelle supérieure n'a montré en lame mince que quelques Radiolaires calcitisés.

Dans ce matériel, on reconnaît un cortège de roches attribuables au « socle » et à une couverture permo-triasique classique ; les calcaires fins et les calcaires à Radiolaires sont attribuables à un Jurassique-Néocomien indéterminé.

La brèche à éléments dolomitiques a, par contre, un faciès qui n'évoque aucune roche du domaine pennique durancien, si ce n'est à la rigueur certaines brèches liasiques prépiémontaises.

Enfin, le calcaire rouge est un élément singulier qui paraît identique à ceux qui ont été décrits dans la série jurassique du Canavese (G. ELTER, P. ELTER *et al.*, 1966, p. 316).

Suivant la proportion plus ou moins élevée en éléments diabasiques, et selon la nature du ciment, ces brèches paraissent avoir deux origines :

- Brèches volcaniques issues de l'éclatement de coulées sous-marines ayant arraché quelques éléments de roches de soubassement (échelle 2 300 m et partie est de l'échelle inférieure) ;

- Brèches sédimentaires résultant du démantèlement d'une cordillère ophiolitique formée d'un soubassement complexe (granite à calcaires jurassiques-néocomiens) et de coulées à pillows éclatés (échelle supérieure et partie ouest de l'échelle inférieure).

C) RELATIONS AVEC LES TERRAINS ENCAISSANTS.

Les discontinuités d'affleurements qui séparent les échelles les unes des autres et les masques importants constitués par les éboulis, les moraines et les masses glissées, ne permettent pas de saisir ces relations de manière satisfaisante.

Toutefois, les échelles qui plongent d'une manière générale vers le Sud-Ouest semblent reposer à l'Est sur des schistes très noirs à faciès de Complexe de base, lui-même chargé de lames calcaires diverses vers 2 500 m d'altitude (fig. 71, coupe E) ; ce flysch repose en contact probable-

ment anormal sur le flysch « briançonnais » qui, je le rappelle, se termine localement par un faciès chaotique à blocs et lames de matériel divers.

Du côté sud-ouest, on observe généralement un contact plus ou moins tectonisé, avec une série de schistes et de grès fins à patine rouille, azoïques, évoquant la formation des Schistes de Serenne, auxquels succèdent quelques mètres de calcaires fins à patine blonde, écrasés au contact d'un ensemble de schistes noirs à couches versicolores qui est attribuable de nouveau au Complexe de base ¹¹⁹.

A la cote 2 100, ces calcaires ont fourni des Helminthoïdes et des niveaux plus détritiques à *Globotruncana* : c'est le faciès de l'ensemble à dominante calcaire de la nappe de l'Autapie. Il est cependant possible que cette dernière lame appartienne au mur et non au toit du chapelet d'échelles à ophiolites ¹²⁰.

D) INTERPRÉTATION.

Ces mauvaises conditions ne permettent donc pas d'affirmer que ce cortège ophiolitique appartient bien au soubassement originel du Flysch à Helminthoïdes qui lui est associé, ce qui est cependant probable.

Ce dernier, toutefois, est représenté par des faciès combinant ceux de la nappe du Parpaillon (schistes versicolores du Complexe de base) et ceux de la nappe de l'Autapie (calcaires et calcarénites micro-fossilifères).

De plus, la présence de schistes à blocs accompagnant une lame de flysch à faciès Autapie dans l'échelle de la cote 2 400 m permet de penser que la mise en place de ce matériel en ce point a précédé du mécanisme propre à celui de la nappe de l'Autapie.

Par extension, on pourrait donc admettre que l'ensemble des affleurements groupant schistes noirs versicolores, calcaires, diabases et brèches ophiolitiques, représente un énorme olistholite inséré dans le toit du flysch « briançonnais » ; malheureusement, les contacts observés sur la ligne

¹¹⁹ Il faut remarquer à ce propos que A. MICHARD (1967) a décrit dans les « schistes lustrés » une série de faciès semblable au Complexe de base (couches du Tibert) et qu'il considère comme jurassique supérieur, et donc antérieure aux marbres et ophiolites (cf. chap. V).

¹²⁰ C'est cette manière de voir qui a inspiré le dessin de la carte au 1/100 000^e.

de crête qui joint le Paneyron au col de Serenne paraissent plutôt de nature franchement mécanique.

Le problème reste donc entier et on ne retiendra que le fait malgré tout très important de la présence de témoins *indubitables* de la nappe de l'Autapie, à proximité immédiate des écaillés de matériel ophiolitique.

3) Conclusions.

Les Ophiolites liées au Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye sont en fait essentiellement des brèches à matériel polygénique, riche en éléments ophiolitiques, déposées au toit et en bordure d'une masse doléritique qui représente probablement l'enveloppe d'un corps ophiolitique plus important mais dont aucun témoin n'est visible en Ubaye.

L'abondance du matériel non ophiolitique, la diversité et le calibre important de ses éléments, la présence de grès apparemment interstratifiés dans les brèches permettent de penser que ce cortège constituait à l'origine un paléorelief intéressant à la fois le bassin Autapie et le bassin Parpaillon, que l'on peut donc *situer entre ces bassins*, et recouvert en discordance par des niveaux indéterminés du Complexe schisteux basal.

Cette discordance, scellant le contact du flysch sur le massif de roches vertes, aurait permis l'entraînement exceptionnel de ces dernières par la nappe.

Par ces caractères, les Ophiolites de Serenne se distinguent nettement des roches vertes du secteur durancien les moins affectées par le métamorphisme (massif du Chenaillet) et auxquelles on aurait tendance à les comparer.

Par contre, elles évoquent tout naturellement le matériel ophiolitique bréchique, lié aux unités ligures de l'Apennin¹²¹, ainsi que certains affleurements du col des Gets (F.-C. JAFFE, 1955) que l'on a tendance à rattacher actuellement à la nappe de la Simme *sensu lato*.

¹²¹ Pour B. LABESSE (1962), certaines de ces brèches seraient subordonnées aux masses ophiolitiques et résulteraient de phénomènes explosifs précédant l'intrusion. Ce mécanisme pourrait être invoqué pour les brèches sous-jacentes à l'écaillé de diabase de la cote 2 300 : la série y serait alors à l'endroit.

Par ailleurs, cette analogie sur les brèches de l'Apennin a été signalée par C. STURANI (in F. CARRARO, G. V. DAL PIAZ *et al.*, 1967, p. 72).

V. — Essai de paléogéographie et considérations sur la patrie des Flyschs à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye.

1) Introduction.

Comme je l'ai déjà souligné, le caractère de nappe de décollement entièrement libérée de ses attaches originelles qui est celui du Flysch à Helminthoïdes *sensu lato* de l'Embrunais-Ubaye ne permet pas de résoudre, dans ce cadre limité, les problèmes paléogéographiques que l'on est en droit de se poser à propos de ces séries.

Or, il n'est pas question de traiter de paléogéographie sans avoir remis ce flysch dans sa patrie originelle.

Ce dernier problème, qui a déjà fait l'objet de plusieurs études¹²², doit être abordé avec prudence, en tenant compte du fait que le « phénomène Flysch à Helminthoïdes » occupe dans le domaine alpin (au sens le plus large) une place considérable, de l'Apennin central (région de Florence) à l'extrémité des Alpes orientales (région de Vienne)¹²³.

Les données recueillies en Embrunais-Ubaye permettent de verser quelques nouveaux éléments à ce dossier considérable mais certainement encore très incomplet¹²⁴.

2) Tentative de Paléogéographie à l'échelle de l'Embrunais-Ubaye.

Cette tentative s'appuie sur des données d'ordre stratigraphique et géométrique propres aux Flyschs à Helminthoïdes et sur quelques considérations paléogéographiques concernant le Subbriançonnais et le Briançonnais.

¹²² Dans l'ordre chronologique : M. LANTEAUME, D. HACCARD *et al.*, 1961-1963 ; M. LANTEAUME, 1962 ; G. ELTER, P. ELTER *et al.*, 1966 ; A. GUILLAUME, 1967.

¹²³ Les études récentes effectuées sur la « Zone du flysch » au Nord des Alpes Orientales en Autriche montrent que les formations néocrétacées (à Helminthoïdes, Inocérames, couches versicolores, etc. : Zementmergel-Flysch, Kahlenberger Schichten, etc.) appartiennent à des séries plus complètes (Néocomien-Eocène) charriées sur les nappes helvétiques avec lesquelles elles sont replissées. Les analyses sédimentologiques indiquent en outre que ces flyschs n'ont probablement aucune relation avec ceux du Prättigau (S. PREY, 1968).

¹²⁴ Je renvoie ici à la deuxième partie (cadre structural) et anticipe sur les développements de la 6^e partie (structure et tectogénèse des nappes de l'Embrunais-Ubaye).

A) DONNÉES STRATIGRAPHIQUES.

Au cours des chapitres qui précèdent, j'ai pu établir les faits suivants :

a) Les Flyschs néocrétacés à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye appartiennent à deux bassins distincts, mais contemporains.

b) *Le bassin Parpaillon*, alimenté en détritiques terrigènes par le SE et par l'WSW, comporte lui-même au moins deux ombilics de géométrie assez imprécise, l'un à l'Ouest et d'axe apparemment méridien, l'autre au Nord-Est, de forme et d'extension inconnues ;

— Le matériel riche en roches éruptives et volcaniques, extrêmement pauvre en roches sédimentaires, semble provenir d'un socle ancien et d'une couverture permo-triasique en grande partie dénudée de son manteau calcaire et dolomitique post-*werfénien* ;

— L'une des principales sources du matériel semble se situer à une distance probablement modérée, à l'WSW de la Mazelière, c'est-à-dire du côté externe du bassin ;

On peut donc penser que cette source dépendait de la marge interne du domaine briançonnais, où la « zone d'Acceglio » répond assez bien à ces conditions ; en réalité, ce ne sont probablement pas les affleurements actuellement visibles de cette zone, mais des paléoreliefs plus internes, comportant encore des restes importants d'une couverture triasique et liasique (?), qui ont alimenté le bassin Parpaillon.

c) *Le bassin Autapie* comporte peut-être trois bassins secondaires plus ou moins communiquants ;

— La direction des apports terrigènes n'est pas connue, mais le matériel est issu principalement d'une couverture sédimentaire mésozoïque, riche en Jurassique - Néocomien et qui pourrait, à la rigueur, provenir d'un domaine subbriançonnais de type Piolit par exemple, mais qui a probablement une tout autre origine comme je le montrerai par la suite.

d) Il semble que les Ophiolites de Serenne soient à replacer dans un domaine intermédiaire entre ces deux bassins, comportant à la fois des extrusions doléritiques et des brèches à caractère mixte, volcanique et sédimentaire.

e) *Les faciès de passage* entre les deux types de flysch semblent exister dans la klippe de la Tête de la Gypière, ainsi que près des Autanes, où le Flysch Parpaillon commence à comporter des niveaux de calcarénites fossilifères relativement abondants et à microfaune pélagique de taille normale, qui caractérisent d'ordinaire le Flysch Autapie. Ces deux endroits se situent sur le côté occidental (externe) de la nappe du Parpaillon.

De même, des faciès de calcaires planctoniques apparaissent dans les affleurements les plus occidentaux de la nappe de l'Autapie, à Ancelle et dans la vallée du Verdon : toutefois, ces niveaux sont localisés à la base de la série, qui n'est généralement pas visible ailleurs, de sorte qu'il s'agit peut-être d'un caractère plus général n'ayant pas de signification géographique précise.

f) Le Flysch Autapie n'a enfin aucune affinité avec le « flysch » néocrétacé-paléocène du Pelat qui dépend de la zone subbriançonnaise.

B) DONNÉES GÉOMÉTRIQUES.

a) Le Flysch Autapie est actuellement représenté principalement dans la partie occidentale (externe) des nappes de l'Embrunais-Ubaye et les affleurements d'ophiolites auxquels on peut l'associer s'observent dans les témoins les plus orientaux (internes) au contact de la zone briançonnaise.

b) Depuis la fin du Priabonien, il participe à l'histoire structurale de la zone subbriançonnaise dont il constitue une pseudo-couverture partiellement redécollée. Daté tout au plus du Paléocène inférieur à son sommet, il dispose d'une période de temps suffisante (environ 20 MA) jusqu'au Priabonien moyen ou supérieur (âge très probable des schistes à blocs précédant son arrivée dans le bassin nummulitique subbriançonnais) pour quitter sa patrie et parvenir jusqu'à l'Embrunais-Ubaye.

c) Le Flysch Parpaillon se développe plutôt du côté interne et ses klippes s'étendent loin vers l'Est sur le Briançonnais ; quand il est en contact direct avec le Flysch Autapie, il chevauche toujours ce dernier, de même qu'il chevauche toutes les autres unités de l'Embrunais-Ubaye¹²⁵, étant arrivé le dernier, au plus tôt pendant l'Oligocène, au plus tard au début du Miocène.

¹²⁵ Sauf certaines digitations briançonnaises de mise en place tardive.

C) CONTEXTE PENNIQUE EXTERNE : PARENTÉ ÉTROITE ENTRE LES SÉRIES SUBBRIANÇONNAISES ET BRIANÇONNAISES ET UNIFORMITÉ DES FACIÈS PLANCTONIQUES DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DANS CES DEUX DOMAINES.

Les rapports intimes du Flysch Autapie et des séries subbriançonnaises qui viennent d'être rappelés peuvent suggérer que le Flysch Autapie appartienne paléogéographiquement à ce domaine subbriançonnais *sensu lato*, ou tout du moins à sa marge interne, puisqu'il paraît impossible de nier son charriage d'Est en Ouest sur les différentes unités représentant ce domaine. Cela revient donc à chercher un sillon ayant pu permettre le dépôt du Flysch Autapie (avec roches vertes, éventuellement) qui se serait situé entre le Subbriançonnais et le Briançonnais.

Or, j'ai montré qu'en Embrunais-Ubaye il était souvent difficile de tracer une limite paléogéographique quelconque entre ces domaines dont les séries stratigraphiques sont parfois très semblables ; plus particulièrement, les *analogies flagrantes qui rapprochent la série subbriançonnaise du Pelat et celle du Briançonnais frontal et basal des environs de Larche* (dont les couvertures néocrétacées sont identiques à l'épaisseur près) *ne permet absolument pas de faire passer un sillon de Flysch à Helminthoïdes sur la marge externe du domaine briançonnais, tout du moins sur cette transversale-là.*

D'ailleurs, au cas où un tel sillon aurait bien existé — lointaine réminiscence du Sillon valaisan (ou d'une réplique plus interne, car ce sillon se perd en Savoie dans un domaine très externe du Subbriançonnais qui est la cordillère tarine (P. ANTOINE, 1968) — il serait justement rempli par la formation détritique du Pelat dont la lithologie évoque certains faciès du « Flysch » de Tarentaise, ainsi que ceux du Prättigau.

Enfin, la plus grande partie de la zone briançonnaise possède actuellement une couverture de calcaires planctoniques néocrétacés à paléocènes ne montrant nulle part le moindre passage à un faciès Flysch à Helminthoïdes, ce qui prouve l'indépendance fondamentale de ces deux domaines.

D) CONCLUSION PROVISOIRE DANS LE CADRE DE L'EMBRUNAIS-UBAYE.

Les considérations qui précèdent montrent que les flyschs à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye

sont issus d'un domaine qui ne peut être situé qu'au-delà de la zone briançonnaise.

Leur domaine aurait comporté deux bassins ou sillons principaux, séparés par une cordillère peut-être discontinue vers le Nord, et qui aurait fourni localement du matériel terrigène au sillon le plus interne.

C'est à partir de là que ce schéma devient invraisemblable, car ce matériel semble bien provenir d'un socle briançonnais, partiellement dénudé de sa couverture carbonatée, comme c'est le cas dans la zone d'Acceglio où cette dénudation avait eu lieu avant le Jurassique, donc bien avant la sédimentation des conglomérats de la Mazelière. On ne comprend pas dès lors pourquoi cette cordillère n'aurait pas fourni des apports symétriques du côté externe¹²⁶. Cette disposition impliquerait obligatoirement que le sillon externe appartienne lui-même au domaine briançonnais, ce qui est évidemment impossible. Enfin la présence des ophiolites et la nature particulière des éléments des conglomérats de type « Colombier » du Flysch Autapie, restent inexplicables.

*Par contre, si l'on admet que le sillon du Flysch Autapie était en position interne par rapport au sillon du Parpaillon, il n'y a plus aucune difficulté*¹²⁷ ; il est alors possible d'envisager l'existence d'une cordillère à éruptions ophiolitiques séparant initialement les bassins, ce qui expliquerait que les ophiolites de l'Embrunais-Ubaye soient associées les unes à la nappe du Parpaillon, les autres à la nappe de l'Autapie.

Certes, cette hypothèse complique le schéma de la tectogénèse, car *elle implique nécessairement que la nappe de l'Autapie, d'origine plus interne que celle du Parpaillon, ait dépassé celle-ci au cours de sa translation*. C'est là, de toute manière, un mécanisme qui a été décrit dans le Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes (M. LANTEAUME, 1962 b).

Il faut envisager maintenant de quelle manière ce schéma peut s'intégrer dans le contexte plus général du phénomène « Flysch à Helminthoïdes » sur la transversale des Alpes occidentales tout du moins, en insistant sur le fait que les pistes « Helminthoïdes » ne sont qu'un caractère très secon-

¹²⁶ Il est toujours possible d'envisager une dissymétrie du relief par suite de failles, etc.

¹²⁷ Sauf de remplacer la série de la klippe de la Tête de la Gypière dans le schéma général.

daire dans les assimilations proposées basées en fait sur un ensemble de traits stratigraphiques et structuraux.

3) Comparaison avec les *Flyschs à Helminthoïdes des Alpes maritimes et du Secteur préalpin*.

Une analyse détaillée des connaissances acquises depuis quelques années sur ces différentes régions n'a pas sa place ici et je serai donc bref, renvoyant pour plus ample information aux publications des nombreux auteurs qui ont étudié ou qui travaillent encore sur ces questions.

A) ALPES MARITIMES ET RÉGION DU COL DE TENDE.

On y distingue des flyschs « supérieurs » (ou Flysch à Helminthoïdes proprement dit) et des flyschs « inférieurs » dont la nature et l'origine sont discutées.

a) *Flyschs supérieurs*.

L'unité San Remo - Monte Saccarel (M. LANTEAUME, 1962) de la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes est le strict équivalent de la nappe du Parpaillon de l'Embrunais-Ubaye, dont elle a les faciès, la structure (plis déversés) et la situation (discordance tectonique générale sur toutes les autres unités)¹²⁸.

Les unités plus internes, mais « dépassées », d'Alassio-Borghetto d'Arroschia et de Moglio-Tescio, qui appartiennent selon M. LANTEAUME (1962 *b*) à la bordure externe du bassin général génovesan, n'ont pas d'équivalent en Ubaye¹²⁹.

Cette nappe, qui ne dépasse pas au Nord la latitude du col de Tende, est évidemment d'origine ultrabriançonnaise (LANTEAUME, 1962 *a* et *b*), bien que cette manière de voir ait été discutée par A. GUILLAUME (1967) pour qui une origine « courte » n'est pas *a priori* exclue.

b) *Flyschs inférieurs*.

Les lambeaux épars de flyschs crétacés du versant nord du col de Tende (unités dilacérées de A. GUILLAUME), qui sont emballés dans des flyschs

nummulitiques dépendant en partie de la couverture tertiaire de l'unité du col de Tende, ainsi que les termes *néocrétacés* (et peut-être paléocènes) du « flysch de Baiardo », tout autour de la demi-fenêtre de Triora, sont les homologues du Flysch Autapie par leur faciès et leur position en écaillés ou lames synclinales dans les séries à couverture nummulitique ne dépassant pas le Priabonien.

Alors que les auteurs italiens (A. ALESINA *et al.*, 1964) assimilent ces flyschs au Flysch à Helminthoïdes en général et leur attribuent une origine ultrabriançonnaise, M. LANTEAUME et A. GUILLAUME, avec des arguments sensiblement différents, admettent une origine « courte » (sédimentation dans un homologue du « Sillon Valaisan » communiquant avec le domaine génovesan par le Sud selon M. LANTEAUME (1962), dépôt sur un fond diapirique dans « l'antéclise ligure » selon A. GUILLAUME (1967).

c) *Problème du Flysch de Baiardo*.

En réalité, les affleurements que l'on peut aisément observer aux environs de Triora, soit au col Langan, soit entre Molini di Triora et Drego, sous l'unité du Saccarel, sont toujours emballés ou associés à des schistes à blocs en contact avec un flysch sombre nummulitique qui appartient à l'Autochtone (col Langan) ou à des écaillés insérées sous la nappe du Saccarel (chapelle Sainte-Brigitte sous Drego) et qui sont l'équivalent des unités subbriançonnaises de l'Ubaye.

Le flysch de la série de Baiardo, dont M. LANTEAUME a souligné les limites diffuses (parfois impossibles à préciser sur le terrain) avec le flysch autochtone, serait donc constitué de plusieurs séries nummulitiques en place (à une translation près) dans leur domaine originel, mais lardées d'olistholites de Flysch à Helminthoïdes « inférieur » néocrétacé à paléocène¹³⁰.

Le problème de l'intervalle de temps disponible pour que ce flysch puisse franchir le domaine briançonnais devient donc, de ce fait, moins critique, car on dispose d'un laps de temps de près de 20 MA entre la fin du dépôt dans le bassin originel et l'arrivée au Priabonien sur l'Autochtone. Il reste cependant l'obstacle de la présence de Lutétien supérieur - Priabonien inférieur sur le massif du

¹²⁸ De même qu'en Ubaye, des klippen de cet ensemble existent sur la Zone briançonnaise (cf. par exemple J.-P. BLOCH et J. R. KIENAST, 1963).

¹²⁹ L'âge et l'appartenance de la série du feston d'Alassio sont actuellement discutés après la découverte de Nummulites par M. RICHTER.

¹³⁰ Ce n'est donc pas le flysch de Baiardo lui-même qui serait d'origine « ultra », mais les olistholites qui le parasitent.

Marguareis, réduisant, comme le note A. GUILLAUME, à 3 MA environ (soit la moitié du Priabonien) le temps disponible pour que le flysch passe du Briançonnais à l'Autochtone : cette situation est la même qu'en Embrunais-Ubaye où j'ai montré qu'il existe de fortes présomptions pour que le flysch briançonnais soit plus récent qu'on ne l'a encore envisagé, et monte également dans le Priabonien.

Je pense néanmoins que ce temps a dû suffire pour une *nappe cheminant en milieu sous-marin sur des vases non consolidées et dont la mise en place peut être considérée comme quasi instantanée à l'échelle du temps géologique*¹³¹.

D'ailleurs, certains témoins de flysch sombre, conservés sur le massif du Marguareis à l'Est du col de Tende, montrent des faciès à blocs indubitables où il ne serait pas surprenant de rencontrer des lames résiduelles de « flysch inférieur »...

B) SECTEUR SAVOYARD ET PRÉALPES.

a) *Flysch de la Mandette, près du Galibier.*

Entre l'Embrunais-Ubaye et les klippes préalpines, l'affleurement de la Mandette, à l'Est du col du Galibier, peut représenter un témoin du Flysch à Helminthoïdes de type Autapie, pincé dans les unités subbriançonnaises¹³².

b) *Nappe de la Simme.*

Le flysch de la nappe de la Simme au sens large, dont les premiers témoins semblent exister déjà

dans le soubassement de la klippe des Annes, dans le massif des Bornes-Aravis, au toit d'un wildflysch à lentilles (C. CARON, J. CHAROLLAIS et J. ROSSET, 1967) est à paralléliser avec le Flysch Autapie et non pas avec le Flysch Parpaillon, pour de multiples raisons dont les principales sont d'ordre lithologique (conglomérats de type Mocausa-Colombier, présence de faciès dissociés (C. CARON, 1966), richesse relative en microfaune mais aussi tectogénétiques (caractère de pseudo-couverture mise en place précocement sur le Nummulitique des Médianes, par exemple)¹³³.

L'origine « ultra » de la nappe de la Simme ne semble plus faire de doute depuis la mise en évidence des affinités remarquables de son matériel détritique et de certaines des écailles qui l'accompagnent avec les séries du domaine insubrien (G. ELTER, P. ELTER *et al.*, 1966).

C) CONCLUSION.

En conclusion, les différents Flyschs à Helminthoïdes *sensu lato* distribués dans la partie occidentale de l'arc alpin peuvent être ramenés à deux types fondamentaux :

a) Type « actuellement externe » = « inférieur » = *nappe de l'Autapie* = *nappe de la Simme* dont le caractère essentiel est certainement la mise en place précoce sur des domaines variés, compris entre ce qui sera ultérieurement l'Autochtone (Les Annes, Embrunais-Ubaye et Alpes maritimes, *pro parte*) et un Pré-piémontais probable (nappe de la Brèche en Chablais, col des Gets)¹³⁴.

¹³¹ C'est sensiblement le temps de mise en place de la nappe pré-rifaine dans le Miocène marocain.

¹³² Mentionné pour la première fois par M. GIGNOUX et L. MORET (1938, p. 77), cet affleurement a été revu récemment par R. BARBIER et J. DEBELMAS (1962) ; selon ces auteurs, il ferait là partie de la série stratigraphique subbriançonnaise. On peut toutefois mettre en doute la continuité de cette série qui me paraît constituée d'écailles de calcaires planctoniques néocrétacés, intriqués avec un flysch schisto-gréseux probablement nummulitique. Les calcaires à Helminthoïdes eux-mêmes, épais de 5 m environ, en plaquettes centimétriques froissées à leur base, reposent effectivement sur l'une de ces écailles ; le changement brutal de faciès incite à considérer ce contact comme anormal ; par-dessus viennent une trentaine de mètres d'un flysch très sombre, à faciès « dissocié », riche en grès à patine rousse, malheureusement azoïques, contenant à sa partie basale une lame d'un calcaire fin, à patine gris-clair, à cachet « tithonique ». Enfin, le rocher de la Mandette lui-même est une nouvelle écaille de calcaires planctoniques détritiques à couches rouges, en contact anormal sur ce flysch dissocié.

Sur le versant savoyard, en contrebas de la route de Valloire, à 1 km environ du tunnel du Galibier, j'ai pu observer quelques affleurements de schistes noirs à couches siliceuses versicolores et calcaires fins, évoquant la série du « Complexe de base ».

¹³³ L'homologie entre le flysch de la nappe de la Simme et celui de l'Ubaye a été avancée, à titre d'hypothèse, dès 1958 par Mme M. RECH-FROLLO.

¹³⁴ Je rappelle à ce propos la présence de faciès de type « Complexe de base » insérés sur la marge occidentale de la zone des Schistes lustrés à l'Est de Modane, près du col de Fréjus (R. CABY, C. KERCKHOVE et M. LEMOINE, 1963).

Un peu plus au Sud, le « flysch du Gondran » à l'Est de Briançon est également assimilable au « Complexe de base » et semble reposer sur la série Lias-Dogger prépiémontaise par l'intermédiaire d'un chapelet d'écailles minuscules de silts verts (cinérites ophiolitiques ?) que j'ai pu observer en compagnie de M. LEMOINE. Toutefois, comme l'a noté A. MICHARD (1967, p. 263), des schistes noirs à nodules manganésifères paraissent subordonnés aux marbres et radiolarites probablement d'âge jurassique supérieur qui apparaissent sous le massif d'ophiolites du Chenaillet dont la séquence serpentine-gabbro diabases en coussins semble à l'endroit ; A. MICHARD pense donc que cette série est continue du Lias aux ophiolites et que le « Complexe de base » du Gondran représente un faciès mimétique du vrai Complexe de base cénomanien, qui apparaîtrait là au Jurassique et serait l'équivalent des « couches du Tibert » des Alpes

b) Type « actuellement interne » = « supérieur » = *nappe du Parpaillon* = *nappe du Saccarel et ses digitations éventuelles*, de mise en place tardive, en discordance tectonique sur de multiples unités, et dont la localisation actuelle paraît être en relation plus ou moins directe avec les ensellements de l'axe des massifs cristallins externes au Sud du Pelvoux.

Ce flysch manquerait totalement au Nord de Briançon¹³⁵.

4) *Comparaison avec les séries liguro-piémontaises du Genovesato et du Montferrat.*

Les multiples travaux effectués depuis une dizaine d'années sur les séries ligures de l'Apennin septentrional ont mis en évidence la complexité structurale et paléogéographique des unités ligures où l'on distingue un minimum de 6 unités charriées d'Ouest en Est sur la zone toscane et provenant d'une patrie située en position interne aussi bien vis-à-vis de l'Apennin que des Alpes.

Certaines de ces unités débutent avec des niveaux datés du Jurassique-Néocomien et comportent des ophiolites ; des faciès de Flysch à Helminthoïdes à dominante calcaire (Alberese) s'y développent au Néocrétacé et, pour les plus internes d'entre elles, jusqu'au Lutétien (Unité du Penice, B. LABESSE et J. MAGNE, 1963) ; ils sont remplacés dans certaines unités occidentales (internes) par un équivalent latéral gréseux (Grès du Monte Gottero).

Le prolongement de ces unités ligures vers le NW jusqu'aux abords de Turin, sous l'Oligocène du Montferrat qu'ils percent en plis diapirs, a été reconnu dès 1960 par G. ELTER.

Du point de vue paléogéographique, ces unités dépendraient de deux zones ou bassins distincts, séparés par la ride du Bracco formée par un sou-

basement granitique, surmontée par un complexe ophiolitique (P. ELTER et G. RAGGI, 1965) ; le bassin oriental (externe) serait séparé du domaine toscan par une ride importante constituée par les prolongements méridionaux du domaine insubrien.

Or, il résulte de la confrontation des données recueillies tant dans l'Apennin que le Montferrat et les Préalpes, que *la nappe de la Simme sensu lato serait apparentée aux séries du domaine le plus oriental compris entre la ride du Bracco et la ride insubrienne*, et non pas aux séries occidentales (G. ELTER, P. ELTER *et al.*, 1966).

L'homologie entre la nappe de la Simme et le flysch de type Autapie, que j'ai soulignée à plusieurs reprises, implique donc automatiquement que ce dernier est également issu de ce domaine ligure externe, le plus interne par rapport aux Alpes.

Par contre, les correspondances étroites qui existent entre les séries ligures occidentales de l'Antola, la nappe du Saccarel et la nappe du Parpaillon conduisent à assigner à ces dernières une origine « ligure interne », c'est-à-dire moins lointaine que celle de la nappe de la Simme.

On voit donc que cette disposition, qui va à l'encontre des idées généralement admises, cadre bien avec l'hypothèse d'une inversion totale de l'ordre paléogéographique des nappes de l'Autapie et du Parpaillon en Embrunais-Ubaye.

5) *Tentative de schéma paléogéographique général (fig. 73 et 74).*

Les données et les hypothèses qui viennent d'être rassemblées permettent de dresser une esquisse paléogéographique très approximative et provisoire du « Flysch à Helminthoïdes des Alpes occidentales ».

Ce flysch se serait déposé dans deux bassins dont le plus interne, par rapport aux Alpes, semble en connexion étroite avec les domaines du Canavese et la cicatrice insubrienne. Ce bassin aurait été bordé à l'Ouest par une ride correspondant probablement à une cordillère sous-marine élaborée aux dépens d'un fond sialique aminci (granite) et qui aurait été le siège d'épanchements ophiolitiques au début du Néocomien¹³⁶.

On est tenté d'assimiler cette ride au hiatus de Gênes de L. GLANGEAUD (1951) ainsi qu'à la

Cottiennes internes. Il en serait de même pour les affleurements du col de Fréjus.

Cette hypothèse, qui simplifie la structure du massif du Chanaillet, remet en doute l'attribution au « Complexe de base » des schistes noirs qui supportent ou emballent les lames d'ophiolites de Serenne. Je n'ai toutefois aucun argument à avancer en sa faveur.

Sur la transversale du Gondran, au SW de Briançon, les flyschs exotiques liés à la 4^e écaïlle (M. LEMOINE, 1960) sont à rapprocher du type Parpaillon.

¹³⁵ Il faut remarquer toutefois qu'en Savoie et dans le Chablais, ce sont des unités piémontaises externes qui viennent jouer le rôle de superstructures dans l'édifice alpin ; klippe de Schistes lustrés du Mont Jovet et nappe de la Brèche dans les Préalpes.

¹³⁶ Cette hypothèse a été formulée très récemment à propos de la ride du Bracco par F.-A. DECANDIA et P. ELTER (1969).

« flexure » ayant permis la montée du complexe ophiolitique des schistes lustrés des Alpes Cottien-nes et que A. NICOLAS (1966, 2, p. 277) hésite à situer à l'Est du massif de Sesia-Lanzo, entre ce dernier et le Canavese ; cet auteur note toutefois que cette hypothèse « rend mieux compte de la superficie couverte actuellement... par la Nappe des Schistes lustrés ».

L'ensemble constitué par cette ride et sa marge orientale aurait été charrié vers l'extérieur de la chaîne au cours de l'Eocène, pour constituer la nappe de la Simme et le flysch de type Autapie¹³⁷.

Le bassin externe, où les apports terrigènes principaux semblent venir essentiellement du Sud, aussi bien dans des Alpes maritimes (feston du Saccarel ; Ph. KUENEN, A. FAURE-MURET, M. LANTEAUME et P. FALLOT, 1957 ; M. LANTEAUME, 1962 b)¹³⁸ qu'en Embrunais-Ubaye, depuis un continent émergé et érodé qui est certainement le bloc corso-sarde (L. GLANGEAUD, 1962), longé à l'Ouest par des reliefs bordiers du Briançonnais (zone d'Acceglio), dépendrait alors du domaine proprement piémontais.

Il faut remarquer cependant qu'aucun témoin certain de cette entité paléogéographique n'est connu au Nord de Briançon (ou éventuellement de Modane, suivant l'opinion que l'on se fait des affleurements du col de Fréjus), ce qui peut signifier que ce bassin occidental se terminait là, pour des raisons obscures, mais où l'apparition de séries de type nouveau (Prépiémontais de type Vanoise, séries singulières comme les brèches de la Tsanteleina [F. ELLENBERGER, 1958] impliquant des accidents paléogéographiques considérables) n'est peut-être pas étrangère.

Mis en place plus tardivement sur la marge occidentale du domaine pennique, le contenu de ce bassin est probablement parti en même temps que

¹³⁷ Les affleurements de cet ensemble sont suffisamment discontinus de la Suisse à la Méditerranée pour que le problème de la conservation des masses translitées de manière radiale ne se pose pas.

Il faut constater qu'au SE d'une ligne passant sensiblement par Turin et San Remo, le déversement de ces unités s'effectue en sens contraire vers l'Est ou le Nord-Est (fig. 73) : il semble donc y avoir une inversion totale de la polarité structurale de part et d'autre de cette ligne, plutôt qu'une polarité centrifuge généralisée d'un bout à l'autre du « couple Apennin-Alpes occidentales » telle que l'a envisagée J. AUBOIN (1960).

¹³⁸ Selon G.-C. PAREA (1965), il faudrait distinguer des turbidites à matériel calcaire, issus du Nord ou NW, et des turbidites à matériel terrigène provenant du Sud ou de l'Ouest. Cet entrecroisement de directions paraît difficile à admettre en Ubaye.

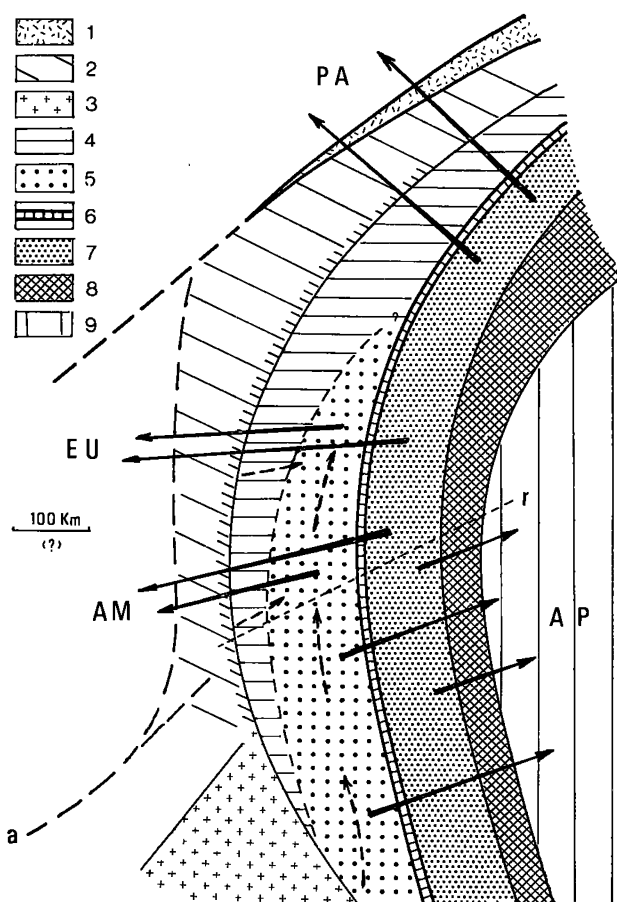


Fig. 73. — Essai de représentation de la paléogéographie des Flyschs à Helminthoïdes (au Crétacé supérieur).

1, Sillon valaisan se poursuivant au SW par le domaine Arvinche (tirets) ; 2, Domaine briançonnais (le hachuré serré indique la zone d'Acceglio) ; 3, Continent émergé corso sarde ; 4, Domaine piémontais *sensu lato* ; 5, Domaine du Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon et du Saccarel (bassin externe correspondant à la partie centrale et orientale du domaine piémontais) ; 6, Cordillère ophiolitique (limite interne du domaine pennique) ; 7, Domaine du Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie et de la nappe de la Simme (bassin interne) ; 8, Ride insubrienne ; 9, Domaine toscan.

PA, Préalpes ; EU, Embrunais - Ubaye ; AM, Alpes maritimes ; AP, Apennin septentrional. — a, Zone A de L. GLANGEAUD en Méditerranée : antécille ligurien se prolongeant éventuellement vers le Nord par le sillon subbriançonnais.

Flèches en trait plein : direction des charriages. r : ligne de renversement du sens des charriages. — Flèches en trait interrompu : apports terrigènes dans le bassin externe.

La courbure de l'arc alpin est supposée moins accentuée qu'elle n'est actuellement.

(Inspiré de M. LANTEAUME, 1962 b ; G. GRANDJACQUET et L. GLANGEAUD, 1962 ; G. C. PAREA, 1965 ; L. GLANGEAUD, J. ALINAT et al., 1966 ; G. ELTER, P. ELTER et al., 1966.)

la nappe des Schistes encore peu ou pas « lustrés » et celle de la Simme-Autapie, mais il a été mis en attente quelque part (sur le Briançonnais interne ?) et systématiquement dépassé par les flyschs les plus internes.

6) Conclusion.

Le schéma qui vient d'être proposé à titre d'hypothèse conduit à assigner une *patrie extra-alpine ou « austro-alpine » s.l. au Flysch à Helminthoïdes de la nappe de l'Autapie qui serait la couverture originelle des séries du Canavese et de la zone d'Ivrée*¹³⁹.

Par contre, la *nappe du Parpaillon*, originaire d'un domaine compris entre le Briançonnais et la cicatrice ophiolitique bordant à l'Est le domaine piémontais, pourrait représenter la *couverture des « Schistes lustrés » sensu lato* dont un témoin non métamorphique, post ophiolitique, serait en Ubaye la formation des Schistes de Serenne.

¹³⁹ Une sorte de « portrait robot » de cette (ou ces) série a été brossé par G. ELTER, P. ELTER *et al.*, (1967), p. 361-362.

Ce schéma est établi sur la base des données acquises et des hypothèses formulées à travers un domaine qui s'étend des environs de Florence à la Suisse centrale et paraît, dans l'état actuel de nos connaissances, le plus apte à rendre compte de tous les faits observés en Embrunais Ubaye et dans les régions sœurs des Alpes maritimes et des Préalpes.

Il vient cependant en contradiction avec les hypothèses avancées récemment par A. GUILLAUME (1967) selon lequel la patrie des « flyschs inférieurs » se situerait dans le prolongement continental de la zone « A », « antéclise ligurienne » à diapirs, reconnue en Méditerranée entre la Provence et le bloc corso-sarde (L. GLANGEAUD, J. ALINAT *et al.*, 1966). Cette zone, caractérisée par une anomalie gravimétrique positive, forme une bande étroite entre Imperia et le col de Tende et paraît se raccorder au Nord avec la très importante anomalie associée à la zone d'Ivrée.

Ne pouvant discuter ni les méthodes ni les résultats de ces campagnes océanographiques et géophysiques qui regardent les seuls spécialistes, je voudrais simplement faire les remarques suivantes concernant l'interprétation géologique qu'on en a donné (cf. A. GUILLAUME, 1967) :

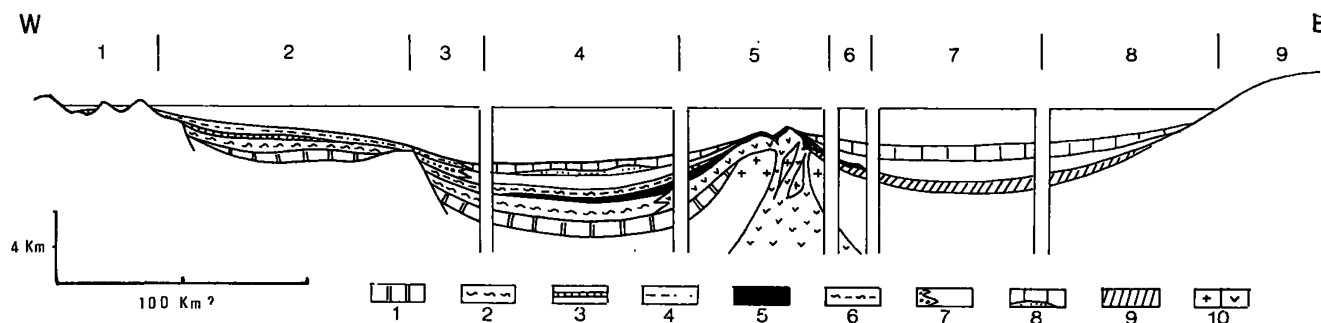


Fig. 74. — Coupe paléogéographique hypothétique situant la patrie des Flyschs à Helminthoïdes du Domaine alpin et apennin (Coupe au Sénonien).

1, Marge interne du domaine briançonnais : zone d'Acceglio et dépendances ; 2, Domaine « Prépiémontais », avec formations de transition entre les calcaires planctoniques et les flyschs néocrétacés piémontais ; 3, Domaine éventuel de la formation du pic des Hourtchs et de certaines brèches piémontaises du même âge, riches en matériel de socle ; 4, Bassin du Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon (fosse piémontaise) ; 5, Cordillère émergente d'ophiolites (hiatus de Gênes), ride du Bracco ; 6, Patrie éventuelle des ophiolites de Serenne ; 7, Bassin du Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie et de la nappe de la Simme, reposant sur des séries mésozoïques de type Canavese ; 8, Patrie des flyschs ligures externes ; 9, Ride ou continent insubrien (= austro-alpin).

Lithologie : 1, Trias moyen et supérieur ; 2, Jurassique inf.-moyen (futurs schistes lustrés) ; 3, Malm ; 4, Crétacé supérieur, planctonique, puis détritique ; 5, Ophiolites (coulées sous marines) ; 6, Néocomien ; 7, Schistes de Serenne, de Val Lavagna, etc., série des Hourtchs (?) et « Complexe de base » ; 8, Flysch à Helminthoïdes et équivalents gréseux ; 9, Mésozoïque de type Canavese - Insubrien ; 10, Granite et diabases, etc.

(Inspiré de M. LEMOINE, 1961 ; L. GLANGEAUD, 1951, 1962, *et al.*, 1966 ; P. ELTER et E. RAGGI, 1965 ; J. LE GUERNIC, 1966 ; G. ELTER, P. ELTER *et al.*, 1966 ; A. NICOLAS, 1966 ; A. MICHARD, 1967.)

— On ne peut pas nier l'existence d'une anomalie gravimétrique padane prolongeant la zone d'Ivrée, mais la carte figurée par A. GUILLAUME montre que cette dorsale positive s'infléchit considérablement vers l'Est, près de Cuneo, et prend plutôt la direction de Savone que celle du col de Tende ; cette courbure brutale est probablement en relation avec un faisceau de failles profondes est-ouest dont les accidents qui suivent la vallée de la Stura, entre Vinadio et San Dalmazzo, sont un écho superficiel ; au niveau de Moiola, ce faisceau a manifestement la valeur d'un décrochement sénestre, avec un rejet tangible de 2 km au moins, souligné par le décalage des « complexes 2, 3 et 4 » de R. MALARODA (1957) de part et d'autre de la vallée ; cet accident a d'ailleurs certainement joué au cours de la mise en place des nappes, si on juge par la différence manifeste du comportement de toutes les unités de l'Autochtone (complesso 1) au Piémontais (complesso 4) de part et d'autre d'une branche conjuguée méridionale qui limiterait au SE les écailles de Demonte (J. VERNET, 1967)¹⁴⁰ ;

— Les profils gravimétriques montrent que, dans

¹⁴⁰ L'existence de ces failles profondes est d'ailleurs envisagée par O. VECCHIA (1968). Ce faisceau correspondrait à l'un des décrochements marginaux limitant à l'Ouest le domaine des « poussées penniques » selon l'hypothèse avancée par J. GOGUEL (1963). On peut ajouter qu'un faisceau de failles longitudinales du même style semble bien marquer la limite entre le Briançonnais interne et la zone piémontaise au SE de la Maira (J.-C. BARFÉTY, M. GIDON et C. KERCKHOVE, 1968).

la région du col de Tende, une autre anomalie plus faible, située plus à l'Ouest, semble *relayer* l'anomalie liée au prolongement de la zone d'Ivrée qui s'efface vers le Sud, dès le profil « B »¹⁴¹.

C'est cette anomalie latérale qui semble bien se poursuivre par celle de « l'antéclise ligurien ».

— L'hypothèse de A. GUILLAUME ne tient pas compte des données acquises dans l'Apennin (ride du Bracco, etc.) et ignore la présence de l'énorme masse de roches vertes du Savonese où il semble raisonnable de voir le passage d'une cicatrice majeure.

On peut donc se demander si « l'antéclise ligurien » ne serait pas un accident de socle distinct de celui d'Ivrée, et qui pourrait correspondre éventuellement au domaine instable limitant la zone briançonnaise du côté externe, c'est-à-dire à la *mosaïque des petits territoires « subbriançonnais »* où, il faut le noter, *les gypses triasiques ont joué un rôle majeur lors de la tectogénèse*, de même qu'ils paraissent actuellement constituer les diapirs de la zone « A » en Méditerranée¹⁴².

Seuls des carottages sous-marins des sédiments anciens traversés par ces diapirs peuvent venir infirmer ou confirmer cette hypothèse.

¹⁴¹ Pour S. CORON et A. GUILLAUME (1957) ainsi que pour O. VECCHIA (1968), il y aurait un dédoublement de l'anomalie de la zone d'Ivrée.

Il semble d'ailleurs que la signification géologique de la zone géophysique d'Ivrée ne soit pas encore très bien précisée (cf. Comptes rendus du symposium « Zone Ivrea-Verbano », 1968).

¹⁴² Voir 3^e partie, chapitre VI.

CINQUIÈME PARTIE

LES OLISTHOSTROMES EN EMBRUNAIS-UBAYE ET LEUR SIGNIFICATION PALÉOTECTONIQUE

LA FORMATION DES « SCHISTES A BLOCS »

I. — Introduction.

Parmi les nombreux « flyschs noirs » de l'Embrunais-Ubaye, une formation très spéciale, ubiquiste, désignée tantôt sous le nom de « wildflysch » (wildflysch d'Orcières, J. BOUSSAC, M. GIGNOUX et L. MORET), tantôt de « flysch noir écrasé » (Y. GUBLER, D. SCHNEEGANS) ou « mylonitique » (C. KERCKHOVE, anté 1963), a retenu longtemps mon attention en raison des problèmes apparemment insolubles qu'elle posait, spécialement dans la région de Restefonds, où elle semblait être à la fois charriée, dépendant donc d'un éventuel Subbriançonnais, et autochtone.

Ce n'est qu'après avoir parcouru les Apennins sous la conduite éminente de P. ELTER et de ses collaborateurs que la solution que j'avais entrevue pour expliciter ces « schistes à blocs » (C. K., 1963) put être confirmée.

Comme je l'ai déjà montré (3^e et 4^e parties), elle a considérablement modifié le tableau de l'évolution tectonogénétique des nappes de l'Embrunais-Ubaye en y faisant apparaître une phase de charriages précoces antérieurs à la mise en place des nappes « classiques ».

II. — Répartition des affleurements.

Les affleurements les plus spectaculaires s'observent *au toit des Grès d'Annot* ou des Grès du Champsaur, ainsi qu'au toit de la série priabonienne de l'unité des Trois-Evêchés.

Ils se rencontrent en réalité *au toit de la plupart des séries nummulitiques de l'Embrunais-Ubaye*, à

condition évidemment qu'elles n'aient pas été décapitées par l'érosion avant ou après la mise en place des nappes (fig. 13, 82, et pl. VIII, X).

D'autres affleurements de schistes à blocs apparaissent *à l'intérieur du cortège de la nappe de l'Autapie* et donnent l'impression d'être interstratifiés avec le flysch néocrétacé encaissant ; en réalité, *ils se situent toujours en bordure d'un accident tectonique* plus ou moins cicatrisé, mais où l'on arrive généralement à déceler la présence d'une écaille de matériel nummulitique ou, à défaut, de calcaires planctoniques éocènes ou plus anciens ¹⁴³.

III. — Lithologie.

1) *Matrice et éléments* (pl. V).

C'est une formation de schistes argileux ¹⁴⁴ feuilletés, sans stratification visible, de couleur brun plus ou moins clair à franchement noir, contenant généralement de nombreux blocs décimétriques de roches exclusivement sédimentaires répartis de manière anarchique sur toute l'épaisseur qui atteint au maximum une centaine de mètres. Dans certains cas, les blocs peuvent être très rares, ou même manquer, et confusion peut être faite avec certains schistes nummulitiques (schistes à Globigérines de

¹⁴³ C'est le cas des affleurements nummulitiques « ponctuels » apparaissant à l'intérieur du flysch dissocié. Une telle disposition s'observe particulièrement bien en bordure de la route du col d'Allos, à côté de la station de départ du téléski de la Foux vers le chalet « altitude 2 000 » (vallée du Verdon).

¹⁴⁴ Un échantillon pris à la Foux d'Allos a montré une proportion de 16 % environ de CO₃Ca. Il s'agit donc plutôt de marnes argileuses.

la trilogie priabonienne de l'Autochtone) ou avec les « Terres noires » jurassiques.

En fait, examinés de près à l'œil nu ou à la loupe et en surface altérée, ces schistes apparaissent comme une brèche ou une microbrèche formée d'une accumulation de particules silteuses de teinte plus ou moins claire, ce qui les distingue facilement de tous les autres « flyschs noirs » et « Terres noires » de cette région.

Au microscope, la nature de microbrèche à débris silteux, nombreuses paillettes de phyllites et éclats de quartz, est évidente.

Les schistes à blocs qui terminent la série nummulitique autochtone comportent parfois à leur partie basale quelques bancs de grès à faciès de Grès d'Annot ainsi que des bancs décimétriques d'un calcaire argileux à patine rose saumon et à cassure lithographique gris sombre, azoïque.

Enfin, dans quelques cas assez rares, les blocs clastiques cèdent leur place à des lames ou des tronçons de strates de matériel divers et le faciès devient alors celui d'un wildflysch polygénique¹⁴⁵ : ce type de série, dont la genèse est assez difficile à expliquer, se rencontre au toit des Grès d'Annot à St-Barthélemy-de-Lavecq et, de manière générale, dans toute la région du haut Drac (Wildflysch d'Orcières).

En Embrunais-Ubaye, les schistes à blocs sont donc une formation essentiellement détritique, plus exactement une brèche polygénique à matrice de microbrèche pélitique.

Le fait le plus important est que leur aspect est identique quelle que soit la série stratigraphique (dépendant du domaine autochtone ou subbriançonnais, voire briançonnais) à laquelle ils appartiennent.

Ce caractère est confirmé par l'inventaire des blocs qu'ils contiennent, également identiques d'un bout à l'autre de l'Embrunais-Ubaye.

¹⁴⁵ Sur l'origine et les avatars du terme « wildflysch », voir C. CARON, 1966. Je réserve ce terme aux séries dont la texture n'est pas exclusivement sédimentaire et originelle.

Aux environs d'Ancelle, particulièrement au Sud du sommet de Chategré, des lentilles de conglomérats mal cimentés, à galets calcaires roulés, y apparaissent ; aucune explication satisfaisante n'a été jusqu'à présent retenue à leur égard : il s'agit soit de galets remaniés d'un conglomérat antérieur, soit éventuellement d'apports torrentiels exceptionnels, issus des bordures du bassin.

2) Nature des blocs clastiques.

Exclusivement sédimentaires, les blocs toujours anguleux, dont les dimensions vont de quelques centimètres à près d'un mètre, sont constitués de calcaires et de grès très variés ; ces derniers ont presque toujours les structures sédimentaires habituelles des flyschs (graded-bedding, laminites, convolute lamination, etc.) ; dans quelques cas assez rares, on peut observer des fragments de séquence grès-calcaire, évoquant immédiatement celle du Flysch à Helminthoïdes ; enfin, la plupart des blocs calcaires ont une cassure sombre, très fine, lithographique, et une patine blonde qui rappelle les calcaires du Flysch à Helminthoïdes.

Effectivement, sur 43 échantillons provenant de divers points de l'Embrunais-Ubaye¹⁴⁶ et examinés en lame mince, on observe :

- calcilutite à Radiolaires, spicules et parfois sections elliptiques sombres d'Helminthoïdes (faciès des calcaires à Helminthoïdes) . . . 12
- calcaire gréseux ou calcarénite glauconieuse à spicules, Echinodermes, débris de *Microcodium*, *Globorotalia* et *Globotruncana* remaniées (faciès « paléocène » du Flysch Autapie de La Gardette, à l'Ouest de Réallon) 11
- brèches et microbrèches polygéniques à éléments de micaschistes, dolomie, graviers de Jurassique-Néocomien, etc., et ciment de calcarénite à *Globotruncana* (faciès des brèches du Colombier de la nappe de l'Autapie) (pl. III) 7
- calcarénites à *Globotruncana* (association de formes de tailles normales, classées en laminites, datant le Sénonien (calcarénites du Flysch Autapie) 4
- grès glauconieux à spicules, Echinodermes, *Globotruncana*, rugoglobigérines, Textulaires, etc. (faciès du Flysch Autapie maestrichtien des environs d'Ancelle) 3
- calcaire planctonique à microfaune néocrétacée 2

¹⁴⁶ Orcières, Haut Laverq (Plan Bas), vallon de la Chasse (SW de l'Autapie), col de la Cayolle, la Bonette (Restefonds) pour les schistes à blocs liés à l'Autochtone ; Haut-Laverq, versant nord du col d'Allos, les Prats (au NW des Thuiles, vallée de l'Ubaye) pour ceux dépendant d'unités subbriançonnaises. Ces échantillons ont été ramassés de manière quelconque ; il ne s'agit donc pas d'un échantillonnage statistique rigoureux.

- microbrèche à faciès semblable au Paléocène du Pelat 2
- calcaire planctonique à passées détritiques à microfaune néocrétacée 1
- grès à muscovite et biotite, azoïque 1

Sans vouloir attribuer une valeur statistique à cet inventaire qui est probablement très incomplet (il s'agit plutôt d'une collection visant à rassembler le plus d'échantillons apparemment différents), on constate immédiatement que plus de 80 % des blocs étudiés proviennent d'une série « flysch », comportant des faciès de brèches, calcarénites et calcaires fins, généralement à microfaune sénonienne et qui n'est assimilable qu'au cortège de la nappe de l'Autapie.

Parmi ces 80 %, près d'un tiers des blocs montrent un faciès analogue au Sénonien de la nappe d'Autapie, mais avec une microfaune de *Globorotalia* associée à des débris de *Microcodium* qui m'a parue longtemps énigmatique, jusqu'au jour où j'ai découvert ce faciès dans les lames de Flysch à Helminthoïdes du versant nord-est du massif de Chabrières dans la vallée de Réallon : ces blocs se sont donc détachés de niveaux paléocènes de la nappe de l'Autapie à un moment où ils n'étaient pas encore érodés ou enfouis en profondeur dans les replis complexes de la nappe.

Enfin, les 20 % restant paraissent issus des séries néocrétacées à éocène inférieur analogues à celle du Pelat ; il faut toutefois remarquer qu'une origine Autapie ne doit pas être exclue *a priori*, puisque des passées de faciès planctoniques plus ou moins détritiques ont été observées en quelques points, particulièrement dans la région d'Ancele.

IV. — Position des schistes à blocs.

1) Position stratigraphique.

Ils reposent sur des séries dont l'âge priabonien est certain (flyschs subbriançonnais) ou probable (Grès d'Annot).

Le contact avec les Grès d'Annot est marqué par des récurrences de ces grès et par des intrusions latérales qui sont évidentes à La Cayolle et à La Bonette près de Restefonds (fig. 75 et 76).

Il en est de même au toit des Grès du Champ-saur dans la région de Dourmillouse (ph. pl. VIII).

Les schistes à blocs marquent un changement plus ou moins brutal de la sédimentation dans le

bassin nummulitique du domaine autochtone ; dans certains cas, des rémissions permettent la reprise de la sédimentation rythmique gréseuse, de sorte que l'on peut dire que *les schistes à blocs ont le*

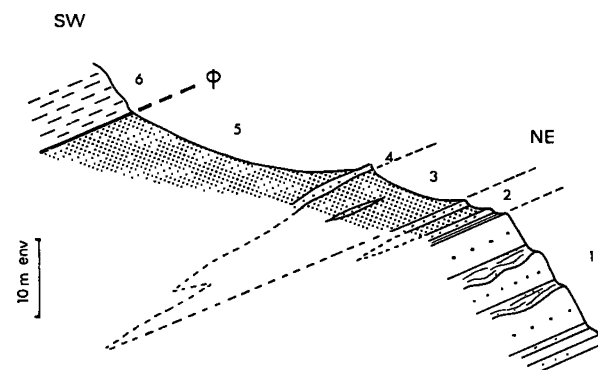


Fig. 75. — Schistes à blocs au toit de la série autochtone. (Coupe de la base de l'arête NE du Trou de l'Aigle, massif du Pelat, à 2 km au NNE du col de la Cayolle).

- 1, Partie sommitale des Grès d'Annot, en bancs métriques ;
- 2, Première lentille de schistes à blocs dans la partie sommitale des grès ; 3, 5, Schistes à blocs ; 4, Récurrence de Grès d'Annot.

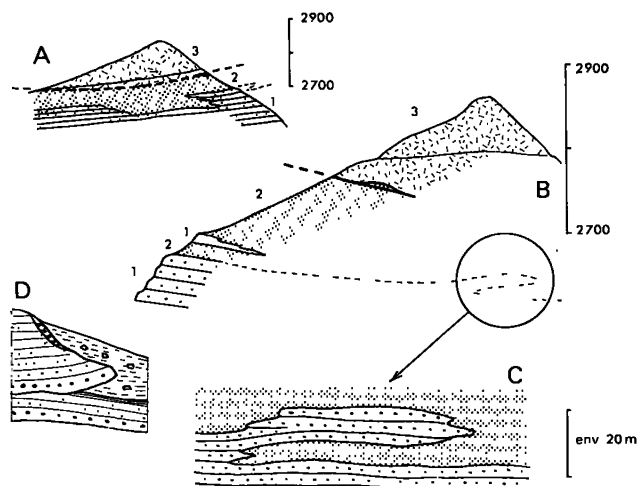


Fig. 76. — Intrusions entre Grès d'Annot et Schistes à blocs dans la région de Restefonds (Coupe de la Bonette).

- A, Face ouest ; B-C, Face est ; D, Détail d'un contact à l'échelle d'un banc de 1 m environ.

1, Partie sommitale des Grès d'Annot et récurrences dans les schistes à blocs ; 2, Schistes à blocs ; 3, Flysch dissocié en contact anormal avec quelques rares écailles basales (nappe de l'Autapie).

même âge que le toit des grès priaboniens autochtones.

Sur les flyschs subbriançonnais, le faciès de schistes à blocs apparaît toujours progressivement en quelques mètres dans la partie supérieure de la formation schisto-gréseuse qui termine généralement les séries. C'est le cas aux Trois-Évêchés, au Pelat et également aux Séolanes.

Les récurrences de faciès flysch dans les schistes à blocs sont alors exceptionnelles ; je ne les ai observées que dans la couverture du pli du Cap (unité des Séolanes).

Les données micropaléontologiques fournies par les schistes eux-mêmes sont médiocres. La matrice microbréchique montre en lame mince quelques Globigérines à grosses perforations du groupe de *G. theca* et des *Globorotalia* indéterminables, confirmant simplement l'âge tertiaire de la formation. De toute manière, ces Foraminifères sont probablement remaniés¹⁴⁷.

En fin de compte, on peut considérer que les schistes à blocs, continuant et terminant la sédimentation de séries priaboniennes, *appartiennent encore au Priabonien*.

2) Position structurale.

Représentant le terme ultime des séries stratigraphiques, les schistes à blocs sont donc généra-

¹⁴⁷ Dans le haut vallon de la Chasse, au SW de l'Autapie et au Sud de la cime de Sangraure, les Grès d'Annot sont surmontés d'un chapeau de Schistes à blocs qui s'étend sur près de 2 km. Très pauvres en blocs (ce qui explique la confusion qui a été faite sur la feuille Allos avec les Schistes à Globigérines de l'écaïlle parautochtone voisine), ces schistes bruns contiennent des lentilles de marnes détritiques et planctoniques versicolores (blanchâtres, rouges ou verdâtres) sans limites précises. Des lavages ont pu être faits dans ces sédiments très peu indurés et ont livré :

Globorotalia cf. soldadoensis angulosa Bolli ;
Globorotalia cf. aragonensis Nuttal ;
Globorotalia aragonensis caucasica Glaessner ;
Globorotalia groupe *occlusa* ;
Globigeninoides index Finlay.

Selon M. M. LYS et SIGAL, cette association couvre une période Lutétien-Priabonien.

Ces marnes appartiennent probablement à un lambeau exotique glissé (olistholite) et dilué dans les schistes à blocs. Leur origine est tout à fait problématique car leur faciès est très différent des couches rouges des calcaires planctoniques briançonnais et subbriançonnais qui ne semblent d'ailleurs pas se manifester au dessus du Paléocène. On peut se demander si ce corps étranger ne pourrait pas lui aussi provenir du domaine « Autapie » ; une formation similaire d'âge Eocène inférieur moyen (?) a été décrite dans l'Apennin nord oriental au toit d'une unité de Flysch à Helminthoïdes ligure externe (B. LABESSE, 1966).

lement au contact des unités chevauchantes et, de ce fait, ont assez rarement conservé leurs rapports stratigraphiques originels avec leur nummulitique respectif.

C'est ainsi que les schistes à blocs de la région de Restefonds sont, suivant les endroits, adhérents ou traînés sur les Grès d'Annot.

Sur la bordure méridionale du Pelvoux, dans tout le bassin du haut Drac, ils participent ainsi étroitement aux unités charriées.

On les retrouve enfin insérés à la base de la nappe d'Autapie ou à l'intérieur de celle-ci, au long de contacts anormaux plus ou moins cicatrisés.

La conclusion paradoxale de cette propriété est qu'aucun contact idéal continu (« front pennique des auteurs ») ne sépare l'autochtone et les nappes en Embrunais-Ubaye.

V. — Interprétation.

Indépendamment des comparaisons que l'on se doit de faire avec les formations similaires des Apennins, trois faits essentiels sont à considérer pour l'interprétation des schistes à blocs de l'Embrunais-Ubaye :

1° Le matériel clastique *n'est pas roulé* malgré le volume parfois considérable des blocs ;

2° Ce matériel provient essentiellement (80 % des blocs étudiés et probablement près de 90 % des blocs existant réellement) *d'une province paléogéographique étrangère au bassin nummulitique commun au domaine pennique externe et à l'Autochtone* ;

3° *Cette province est représentée par une nappe*, la nappe du Flysch de l'Autapie qui, dans certains cas, repose directement sur les schistes à blocs.

On doit donc admettre que ce matériel a été apporté dans le bassin par la matrice péltique des schistes, alors fluides et à l'état de coulées boueuses.

Ces coulées étaient issues du secteur interne, alors que les sources du matériel terrigène du Nummulitique autochtone ou subbriançonnais se situent du côté externe (à l'Ouest et au Sud).

Elles n'ont pas pu être déclenchées par des bouleversements de l'environnement paléogéographique en place autour du bassin, puisque le matériel transporté est étranger à cet environnement.

Il faut donc en conclure que *c'est la nappe du Flysch de l'Autapie elle-même qui engendrait ces vastes slumpings en avançant sur les vases nummulitiques non consolidées du fond marin et en comblant peu à peu le bassin* ; les éboulis formés à son front tombaient dans ces vases et étaient emportés par les slumpings vers le centre de ce bassin dont il faut admettre qu'il se déplaçait peu à peu vers la partie externe de l'Embrunais-Ubaye. C'est ainsi qu'on peut rendre compte de l'étalement général de ces couches de glissement sur l'ensemble des séries nummulitiques.

On devrait en principe y observer les points successifs occupés par cet axe idéal : ils devraient être marqués par un biseau de schistes à blocs dans la formation résultant de la sédimentation normale en cours dans la partie externe du bassin (fig. 77). Des biseaux s'observent effectivement au toit des Grès d'Annot ; à la Bonette en particulier, les biseaux semblables observés de part et d'autre

de ce sommet, et qui s'alignent sur une direction Est-Ouest, peuvent correspondre à ce phénomène.

Toutefois, il est probable que ces coulées devaient cheminer de manière complexe au gré des ondulations du fond du bassin.

Par ailleurs, il est manifeste que leur arrivée détruisait partiellement les couches sableuses à peine déposées (qui se diluent latéralement dans les schistes), de même que les courants de turbidité véhiculant le matériel terrigène devaient déranger les vases déposées par glissement.

C'est ce remaniement mutuel qui explique les biseaux observés à Restefonds et à La Cayolle, où les phénomènes d'érosion semblent bien prédominer.

Par contre, leur absence presque générale (apparente) sur le Nummulitique subbriançonnais permet de penser que dans ce domaine plus interne, l'invasion des schistes à blocs s'est faite de manière plus radicale.

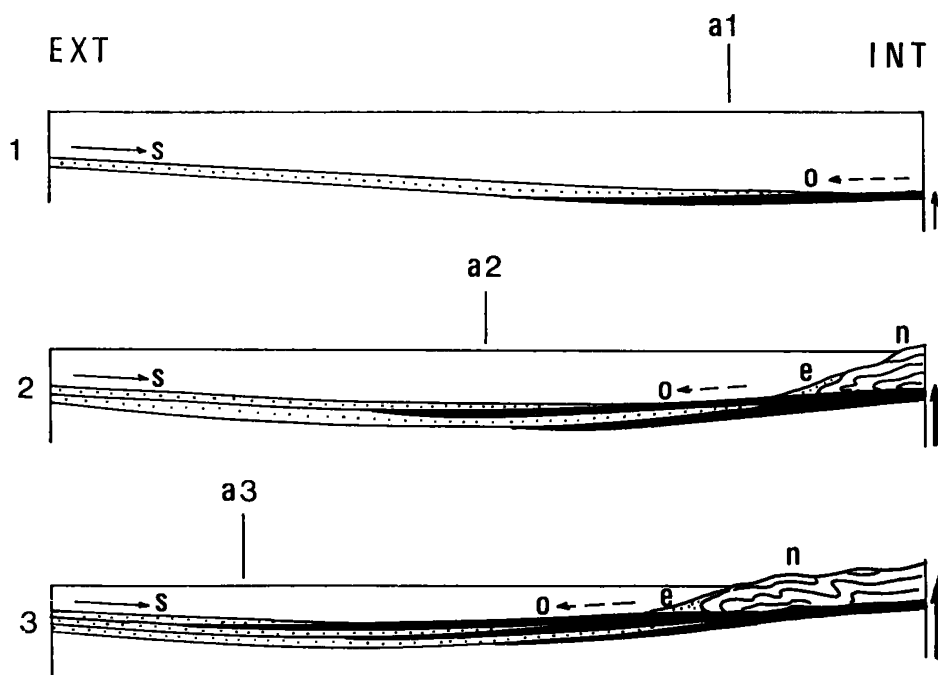


Fig. 77. — Schéma théorique montrant de quelle manière se forment les intrications entre les sédiments « normaux » d'un bassin et des olisthostromes.

1, 2, 3, Stades successifs de l'évolution ; a1, a2, a3, Positions successives de l'axe du bassin ; S, Sédimentation normale, avec apports « externes » ; O, Avalanches sous-marines formant les olisthostromes ; e, Éboulis au front de la nappe (n).

(Inspiré de P. MARCHETTI, 1956.)

VI. — Conclusion.

Le mécanisme de formation des schistes à blocs est donc identique à celui des olisthostromes tel qu'il a été décrit pour la première fois simultanément en Sicile par M. P. MARCHETTI (1956), et dans l'Apennin par E. BENEIO (1956)¹⁴⁸. Largement exploités par les géologues italiens travaillant dans l'Apennin, ils ont permis d'expliquer des structures tenant à la fois de phénomènes tectoniques et sédimentaires ; en particulier, les indentations de certaines nappes ligures (Flysch à Helminthoïdes, Alberese, etc.) avec le macigno de la zone toscane s'expliquent par la mise en place

¹⁴⁸ Le terme a été créé par G. FLORES (Gulf Italia C°) et mentionné pour la première fois au Congrès international du Pétrole de juin 1955. Il signifie textuellement « couche (το στρώμα) produite par glissement et éboulement (ὀλισθήω = glisser, tomber ; ὁ ὀλισθος = glissade, glissement, chute, « avalanche »).

Un « olistholithe » est, mot à mot, « une roche glissée ». Le « thêta » du mot grec suppose un « th » en français ; on sait que le « h » est éliminé dans tous les mots semblables de la langue italienne, d'où « olistostrome ».

Ces termes ont fait fortune depuis lors et ont été employés à tort pour décrire des phénomènes de glissements sous-marins locaux, de sorte que toute couche de slumping devient un « olisthostrome » et tout bloc exotique un « olistholite ». Je pense pour ma part qu'il faut les réserver aux glissements sous-marins de très grande envergure, liés aux charriages sous-marins et amenant dans un bassin un matériel paléogéographiquement étranger à ce bassin.

de ces nappes, précédées d'olisthostromes, dans le bassin oligocène non exondé (P. ELTER, 1962).

Ces phénomènes ne peuvent d'ailleurs intéresser une chaîne en cours de formation que dans un stade précoce, alors même que des bassins marins encore importants bordent les domaines plus internes où la tectonique et l'orogénèse sont déjà très avancées.

Dans le domaine alpin occidental, il semble que les olisthostromes terminent de manière générale les séries nummulitiques de la marge orientale de la zone externe, aussi bien dans les Alpes maritimes qu'en Savoie où on les observe au toit du Flysch des Aiguilles d'Arves et des Grès de Taveyannaz ; des formations similaires ont été décrites dans les flyschs ultra-helvétiques des Préalpes¹⁴⁹.

Pour en revenir au cadre plus étroit de l'Embrunais-Ubaye, ils impliquent l'existence, à la fin de l'Eocène, d'un bassin marin commun à des domaines qui seront ultérieurement séparés par des contacts anormaux majeurs et qui l'étaient déjà probablement, et de manière obscure, au cours des temps mésozoïques.

¹⁴⁹ La chaîne hercynienne n'y a pas échappé non plus, puisqu'une nappe de glissement précoce a été récemment découverte dans le Carbonifère des Jelibet au Maroc (P. HUVELIN, 1967).

Il faudrait revoir l'interprétation que l'on a donnée à certaines formations de type « tillites »...

SIXIÈME PARTIE

STRUCTURE ET TECTOGENÈSE DE L'EMBRUNAIS-UBAYE

I. — Introduction.

La structure de l'Embrunais-Ubaye est commandée par l'existence de deux discontinuités structurales majeures qui correspondent l'une à la surface de chevauchement générale des nappes, l'autre à celle de la nappe du Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon.

De part et d'autre de ces surfaces, qui n'ont pas la même géométrie et qui peuvent localement être confondues, les structures du soubassement autochtone, de l'ensemble constitué par les unités subbriançonnaises de la nappe de l'Autapie et de la nappe du Parpaillon, ont chacune leur originalité.

En analysant certains de leurs détails, je me propose de montrer comment s'est réalisé cet édifice original qu'est l'Embrunais-Ubaye.

II. — Structure du soubassement autochtone.

1) *Rappel du cadre stratigraphique (fig. 10, 11, 12, 30).*

Le tréfonds de l'Autochtone est constitué par le socle cristallin anté-westphalien des massifs du Pelvoux et de l'Argentera. Alors que dans la partie nord de l'Embrunais ce socle est directement transgressé par le Nummulitique (avec des restes de Trias grésolo-dolomitique et spilitique à Dormilouse), la couverture se complète à l'Ouest et au Sud par une série comportant généralement un Lias réduit près du Pelvoux et de l'Argentera, très épais au contraire à Remollon (plus de 2 000 m), suivi de Jurassique moyen et supérieur calcaire ou marneux (faciès Terres noires du Bathonien à l'Oxfordien supérieur) et d'un Crétacé épais au Sud de la fenêtre de Barcelonnette ; les marnes bleu-noir aptiennes et albiennes de la fenêtre

d'Allos disparaissent toutefois progressivement vers le NE, et sur les confins italiens la série est entièrement calcaire du sommet des Terres noires au Nummulitique.

Le remarquable travail de C. STURANI (1962) a apporté sur la stratigraphie de cette région orientale des précisions fort intéressantes :

des graviers de roches cristallines apparaissent dans la série dès le Tithonique ; au Santonien, ce sont des Hippurites qui indiquent un milieu de sédimentation peu profond, à proximité de terres émergées correspondant probablement à l'axe cristallin de l'Argentera.

Le Crétacé supérieur se termine là avec des couches à *Microcodium* et des conglomérats semi-continentaux (« poudingues d'Argens »).

Le Nummulitique de l'Embrunais-Ubaye débute partout au Priabonien inférieur par des calcaires surmontant des couches conglomératiques généralement très minces (0 à 1 ou 2 m) ; viennent ensuite les deux autres termes de la « trilogie » : schistes ou marnes à Globigérines et Grès d'Annot au Sud, Grès du Champsaur au Nord, formation détritique puissante d'au moins 400 m que l'on peut qualifier de « flysch autochtone ».

Compte tenu des travaux de D. STANLEY (1961) sur les Grès d'Annot et des recherches actuellement en cours sur les Grès du Champsaur (J. PERRIAUX et J.-P. USELLE, 1968), il semble que les sources du matériel constituant les grès se situent à l'Est (Argentera) ou au Sud Ouest (domaine provençal ? ou autre ?) ; la participation du massif du Pelvoux dans cette affaire paraît nulle : c'est là un fait surprenant, puisque le Nummulitique repose presque partout directement sur le socle à l'Est du Drac.

On verra quelle hypothèse peut être bâtie sur cette anomalie singulière.

Les grès nummulitiques, non datés, mais qui reposent en continuité sur les marnes priaboniennes, et dont l'âge priabonien paraît vraisemblable¹⁵⁰, sont surmontés, en Embrunais-Ubaye, par une formation de « schistes à blocs » qui en sont la couverture normale, localement décollée, et qui terminent ainsi la série stratigraphique de l'Autochtone (C. K., 1964).

2) Structures de l'Autochtone antérieures à la mise en place des nappes.

Parfois difficiles à mettre en évidence, ces structures résultent de mouvements qui ont débuté au cours du Crétacé supérieur¹⁵¹.

A) MOUVEMENTS ÉOSÉNONIENS.

Dans la région d'Embrun et au débouché de la vallée de l'Ubaye (J. DEBELMAS et M. LATREILLE, 1956 ; J.-L. PAIRIS, 1965), le Sénonien repose sur les Terres noires oxfordiennes par l'intermédiaire de conglomérats bien développés en face de Savine, où ils forment plusieurs bandes en relief sur les croupes de marnes dans lesquelles ils sont pincés.

Compte tenu de la dispersion des affleurements, il n'est pas possible de connaître quelle était l'allure des plis qui ont permis, dès cette époque, la mise à nu des Terres noires et la disparition d'une couverture jurassique et néocomienne pourtant épaisse à l'Est de Seyne, et dont il ne reste que quelques témoins isolés de part et d'autre de la retenue de Serre-Ponçon (telle la butte de la Coquille, à l'Ouest du Morgonnet). Il est vraisemblable cependant qu'il s'agissait de plis d'axe est-ouest, peut-être déversés vers le Nord, comme ceux que l'on connaît dans le Dévoluy, plus à

l'Ouest, et attribuables à une phase anté-santonienne (R. DUBOIS et J.-C. FONTES, 1962, et J. FLANDRIN, 1966).

Connus jusqu'au fond de la demi-fenêtre d'Embrun (fenêtre de Couleau ; J. DEBELMAS, 1956), le témoin le plus méridional de ces mouvements se situe près de Roche Rousse, en rive droite de l'Ubaye, sous le Morgon ; toutefois, il s'agit là d'une écaille parautochtone (écaille de l'Enduchet ; J.-L. PAIRIS, 1965) qui peut provenir de la région d'Embrun.

À l'Est de Barcelonnette, le Crétacé supérieur de l'anticlinal de Terres Plaines repose sur le Jurassique par l'intermédiaire de quelques décimètres de conglomérat (J. PLAN, 1968), mais cette discordance paraît là attribuable aux mouvements plus précoces et très peu sensibles qui marquent au Lausannien la lacune du « Crétacé moyen » sous le Cénomanien daté (C. STURANI, 1962).

Au Nord, l'absence générale du Crétacé supérieur sous le Nummulitique ou sous les nappes ne permet pas de savoir comment se prolongeait vers l'Est la chaîne éosénonienne du Dévoluy.

On peut néanmoins se demander s'il ne faut pas chercher ce prolongement dans le domaine du Nummulitique transgressif tout au long du massif du Pelvoux : il est en effet remarquable que c'est dans cette seule région qu'une discordance angulaire importante marque la base du Nummulitique ; rien ne permet de prouver que l'élaboration de cette surface d'aplanissement qui recoupe le socle cristallin date réellement d'une phase éocène, si ce n'est l'absence de galets cristallins dans les conglomérats anté-sénoniens du Dévoluy ; mais on a vu que le matériel terrigène des Grès du Champsaur ne semble pas non plus issu du massif actuel du Pelvoux, tout au moins dans la région du haut Drac, ce qui peut éventuellement signifier qu'aucun relief notable ne se situait, à cette époque, en bordure du bassin. Il faudra, de toute évidence, attendre le résultat des études en cours sur les grès du Champsaur les plus septentrionaux et sur la partie méridionale du Flysch des Aiguilles d'Arves, pour préciser cette question¹⁵².

¹⁵⁰ Le problème de l'âge de la formation détritique terminant le Nummulitique marin dans la zone externe a prêté à de nombreuses controverses ; plusieurs études récentes ont montré toutefois que la base de cette formation, généralement attribuée à l'Oligocène inférieur, reposait sur un Priabonien localement peu élevé (synclinal de Contes, R. CAMPREDON *et al.*, 1966). De même, une partie des sables du synclinal de St Antonin, équivalent latéral des Grès d'Annot, a été datée récemment du Priabonien (J. BODELLE, J. VERNET *et al.*, 1966).

¹⁵¹ Abstraction faite de la période hercynienne ; d'une manière générale, le Trias, qui débute par un grès de base non daté, repose directement sur les roches métamorphiques aussi bien au Pelvoux qu'à Remollon ; sur l'extrémité nord-ouest de l'Argentera toutefois, se situe un petit affleurement de quartzites conglomératiques attribués au Westphalien supérieur (quartzites du Pébrun) (C. STURANI, 1961 ; J. VERNET, 1967).

¹⁵² C'est en quelque sorte l'âge de la « chaîne arvinche » dont la situation exceptionnelle a été soulignée par R. BARBIER (1956) qui est impliqué dans cette affaire ; P. ANTOINE (1965) a récemment démontré l'âge néocrétacé de la base du Flysch de Tarentaise, discordant sur la « cordillère tarine », et qui semble bien prolonger au NE la chaîne arvinche (R. BARBIER et J. DEBELMAS, 1966).

B) MOUVEMENTS « ANTÉNUMMULITIQUES ».

En dehors de la région embrunaise septentrionale, le seul point où le Priabonien est vraiment discordant sur une série plissée s'observe dans la vallée du Verdon, à Colmars, où les calcaires nummulitiques reposent directement sur la partie supérieure des marnes gris-bleu de l'Aptien-Albien-Cénomaniens.

Partout ailleurs, une très faible discordance angulaire, soulignée localement par des conglomérats et des intercalations continentales (Lausnier), est le seul témoin des événements qui se sont déroulés entre le Sénonien et le Lutétien avec lequel débute la transgression nummulitique, plus au Sud.

De très faible amplitude au SE de la Durance, ces mouvements se sont traduits par l'émersion du domaine autochtone accompagnée de gauchissements à grand rayon de courbure, cependant suffisants pour mettre à nu une partie du massif de l'Argentera (déjà partiellement dénudé au Santonien ; cf. précédemment).

Au NW de la Durance, la discordance du Nummulitique sur les Terres noires, puis sur le socle, en bordure du Pelvoux, est peut-être due, comme on vient de le voir, à la surimposition de mouvements éocènes sur une architecture dessinée au Crétacé supérieur (fig. 12).

C) MOUVEMENTS POST-PRIABONIENS ET ANTÉRIEURS A LA MISE EN PLACE DES NAPPES ÉPIGLYPHIQUES.

Grâce à l'érosion récente qui a découpé de larges échancrures dans la carapace des nappes, il est aisé de se rendre compte que la série autochtone est très souvent incomplète sous les unités charriées qui reposent même directement sur le Jurassique moyen à Châteauroux (vallée de la Durance) et à l'Est de Barcelonnette (extrémité nord-est du pli de Terres Plaines).

La disparition d'une partie de la série est imputable aux érosions qui ont accompagné les phases néocrétacée et éocène, dans la région embrunaise tout du moins.

La carte des terrains autochtones affleurant sous les nappes (fig. 78) montre, par ailleurs, qu'une ceinture nummulitique continue entoure actuellement l'Embrunais-Ubaye (sauf au niveau de la vallée de la Durance où sa disparition relève mani-

festement d'érosions plus récentes) ; le contour externe actuel des terrains charriés, qui est probablement peu différent de celui du front originel¹⁵³, suit assez fidèlement la limite interne des affleurements de Nummulitique, située généralement à 1 ou 2 km en retrait, de sorte qu'on est tenté de voir une relation de cause à effet entre la disparition du Nummulitique et la présence des nappes.

Or, rien ne permet de déceler une bordure de bassin dans les faciès du Nummulitique entourant les nappes ; au contraire, les caractères de flysch vont en s'affirmant du Sud vers le Nord-Est ; il s'est donc bien déposé partout dans l'Embrunais-Ubaye, de même que les schistes à blocs qui le surmontent.

Enfin, la faible épaisseur des nappes dont la dynamique souple est manifeste, et qui se comportent de la même manière quelle que soit la nature des terrains qu'elles recouvrent, ne permet pas d'attribuer à un phénomène de rabotage (et encore moins de troncation) cette disparition d'une partie importante de la série autochtone¹⁵⁴.

La conclusion qui s'impose donc est que la série autochtone a été plissée et érodée entre la fin du Priabonien et le moment de mise en place des nappes (plus précisément des unités subbriançonnaises).

En dépliant la surface basale des nappes il est aisé de se rendre compte de l'existence de plis ou de flexures datant de cette époque, en particulier tout au long de la chaîne des Trois-Évêchés et sur l'emplacement actuel du pli de Terres Plaines à l'Est de Barcelonnette (fig. 78). La direction orthogonale de ces deux structures est d'ailleurs inexpliquée.

Enfin, la région comprise entre Embrun et Barcelonnette prend l'aspect d'un demi-dôme (car on ignore ce qui se passe au front du Briançonnais) mettant à nu les Terres noires ou ne laissant subsister que quelques témoins de la couverture néocrétacée et nummulitique à l'Est d'Embrun, qui seront ultérieurement fauchés par les nappes

¹⁵³ La grande dépression épigénique qui borde les nappes au SW (combe ou sillon de Chorges et de Seyne) a été probablement aménagée au cours du Quaternaire, à l'emplacement d'un système de vallées subséquentes installées en avant des nappes ; on peut donc supposer que le front a régressé en moyenne de 5 à 10 km.

¹⁵⁴ Des cisaillements ont malgré tout affecté certaines parties du soubassement autochtone et ont permis la formation d'écaillies parautochtones.

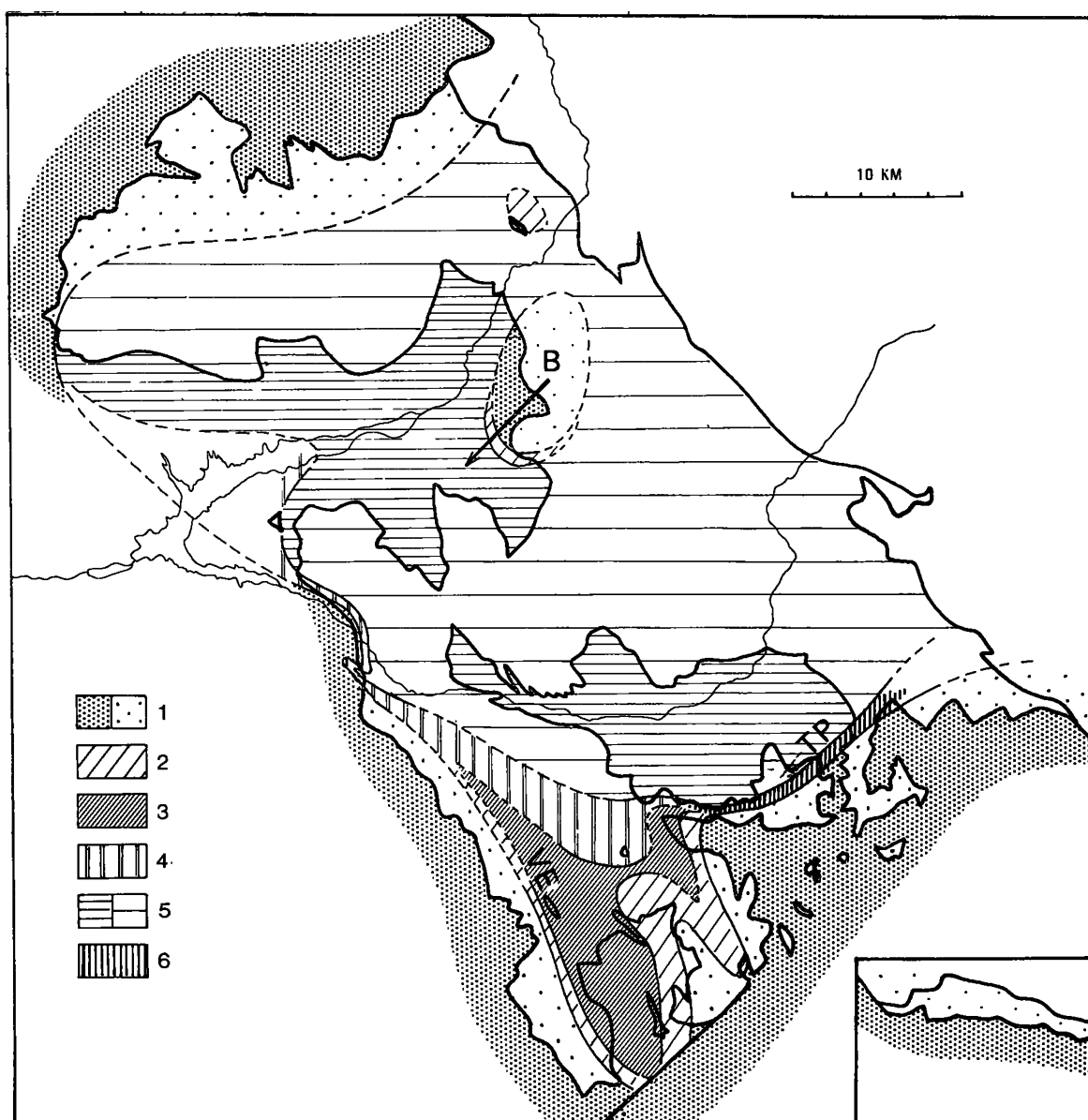


Fig. 78. — Carte géologique de la surface d'érosion sannoisienne de l'Autochtone sous les nappes de l'Embrunais - Ubaye.

1, Nummulitique, principalement Grès d'Annot, visible et masqué sous les nappes ; 2, Crétacé supérieur ; 3, Marnes de l'Aptien-Albien (= « Crétacé moyen ») ; 4, Tithonique-Néocomien ; 5, Trias à Jurassique, principalement Terres noires oxfordiennes, visibles et masquées sous les nappes ; 6, Jurassique supérieur - Crétacé supérieur de la flexure de Terres Plaines (TP).

B, Butte de Crétacé supérieur - Nummulitique de St André-d'Embrun, qui sera fauchée en écaille parautochtone ; VE, Flexure du Verdon.

On remarque qu'au Nord de la Durance le Nummulitique repose directement sur le Jurassique par suite des phases de plissement sénonien et éocène inférieur. Avant l'arrivée des nappes, une ceinture de Grès d'Annot entoure l'Embrunais-Ubaye, autour du « Dôme de Barcelonnette » érodé jusqu'aux Terres noires.

et poussés vers le Sud-Ouest en écaïlles parautochtones (C. K., 1963).

La datation de ces mouvements qui ont conduit à l'individualisation de ce « *Dôme de Barcelonnette* » est de première importance pour préciser la chronologie de la mise en place des nappes épiglyptiques ultérieures.

J'ai recherché plus au Sud une surface recoupant le Nummulitique marin et son substratum mésozoïque et ultérieurement considérablement déformée, qui puisse servir de modèle à la surface recoupant le Dôme de Barcelonnette. La surface de discordance de la « Molasse rouge », qui se situe à Barrême le plus probablement à la limite Sannoisien-Stampien (J.-C. CHAUVEAU et M. LEMOINE, 1960), est la première dans l'ordre chronologique. La suivante est celle de la transgression burdigalienne des bordures du bassin de Valensole, bien visible dans les gorges du Bès, au Nord de Digne, mais qui est manifestement trop tardive.

Dans les gorges du Bès (« clues » aval de Barles), la Molasse rouge repose d'ailleurs en discordance sur des structures plissées d'axe SW-NE, qui prolongent les plis méridionaux des Baronies¹⁵⁵, et qui s'alignent curieusement sur les plis transversaux des environs de Prads (vallée de la Bléone ; M. LATREILLE et A. VUILLERMOZ, 1962) et sur le pli de Terres Plaines, à l'Est de Barcelonnette. Or, ce dernier est manifestement antérieur à l'arrivée des nappes, tout en affectant la série jusqu'aux Grès d'Annot compris (fig. 12).

C'est peut-être là une simple coïncidence, mais qui ne vient pas infirmer de toute manière l'hypothèse selon laquelle la formation du Dôme de Barcelonnette et son érosion se placent entre la fin du Priabonien et le début du Stampien.

On peut donc admettre que les nappes épiglyptiques n'ont pas pu se mettre en place en Ubaye avant le Stampien¹⁵⁶.

3) Mouvements contemporains et postérieurs à la mise en place des nappes.

Les déformations considérables de la surface de l'Autochtone sous les nappes (carte d'isohypses fig. 79) est imputable à des mouvements post-

stampiens qui se sont prolongés probablement jusqu'au début du Quaternaire et qui seront analysés dans le cadre de l'ensemble de l'Embrunais-Ubaye.

Par contre, certaines structures sont directement liées à l'arrivée des nappes épiglyptiques : elles font partie des écaïlles parautochtones développées principalement dans le secteur durancien.

Il est possible d'individualiser cinq types d'écaïlles ou de duplicatures de ce genre.

A) ECAILLES « DÉRACINÉES ».

Il vient d'en être question au chapitre précédent : ce sont des témoins de la couverture (transgressive) néocrétacée ou nummulitique des Terres noires du bassin d'Embrun, qui formaient probablement des buttes en relief et ont été cisailées lors de l'avancée des nappes.

A l'Est de Roche Rousse, en rive droite de l'Ubaye, l'une de ces écaïlles est logée contre une paléofalaise anté-nappe qui tronque les Grès d'Annot (cf. cartouche 2 de la carte h. t. et planche X)¹⁵⁷.

Dès que la couverture de Grès d'Annot devient continue, ou au contraire que les Terres noires sont partout décapées, ce type de structure ne se manifeste plus.

B) ECAILLES INSÉRÉES SOUS LES SCHISTES ET BLOCS DU HAUT DRAC (fig. 83).

Ces écaïlles, formées des termes habituels de la trilogie priabonienne, soulignent le charriage des Schistes à blocs de cette région sur les Grès du Champsaur. Une partie d'entre elles paraît également s'être mise en place préalablement à l'intérieur des Schistes à blocs par le mécanisme de glissements sous-marins¹⁵⁸.

C) LAMES ANTICLINALES DE TERRES NOIRES DE STYLE DIAPIRIQUE.

Il s'agit de véritables diapirs marneux injectés à l'intérieur des unités allochtones et dont la localisation est en rapport avec des failles (région des

¹⁵⁷ Cette structure est donc une « sorte de piège » ou de « trappe à écaïlle ».

¹⁵⁸ La présence de ces lambeaux de calcaires à petites Nummulites au sommet des Grès du Champsaur (M. LATREILLE, 1961, p. 77) n'est donc pas un argument stratigraphique pour dater cette formation du Priabonien. On peut se demander s'il n'en serait pas de même du lambeau connu au sommet du Flysch des Aiguilles d'Arves, près d'Albanne en Maurienne (R. BARBIER, 1948), sachant que des schistes à blocs existent au toit de cette formation au Nord de l'Arc (observation personnelle).

¹⁵⁵ Plis probablement anté-sénoniens réactivés à l'Eocène.

¹⁵⁶ Comme on le verra, la présence de galets de roches alpines (très particulières) dans les conglomérats sannoisiens de Barrême n'est pas un obstacle à cette argumentation.

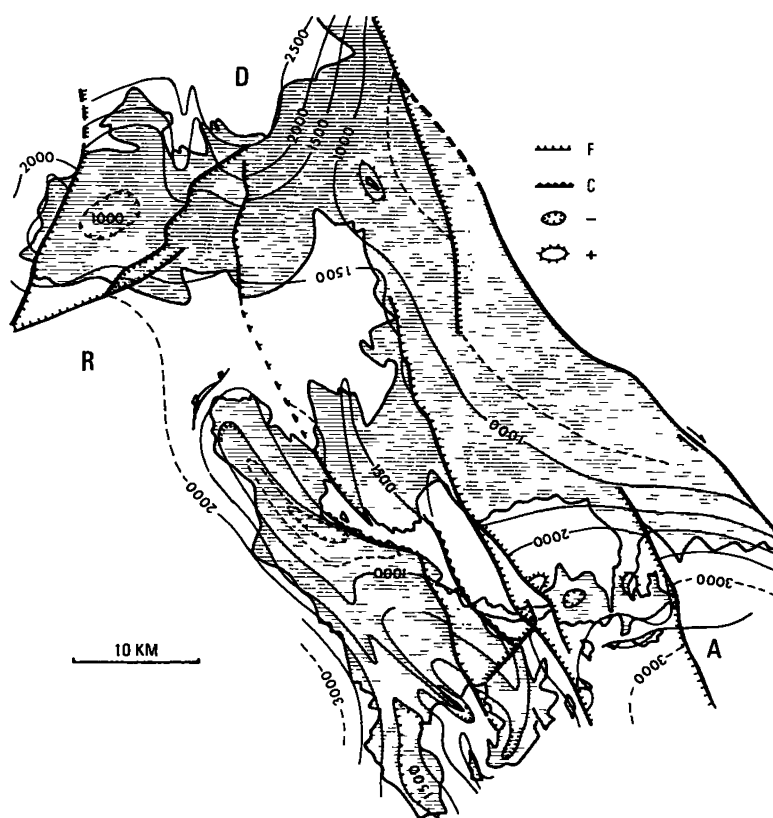


Fig. 79. — Isohypses de la surface basale des nappes de l'Embrunais-Ubaye.
Equidistance 500 m (haut des chiffres du côté amont).

F, Faille ; C, Chevauchement, renversement ; (—), Cuvette ; (+), Culmination.
Les déformations importantes de la partie SW sont principalement redevables à la phase de l'Oligocène terminal. Remarquer l'influence des coupôles de Dourmilouse au Nord (D) et de l'Argentèra au Sud (A).

Thuiles) ou avec d'anciennes ondulations anticlinales affectant le contact basal des nappes ultérieurement érodées, puis serrées (écaïlle de Champcontier près du Lauzet).

Au Nord des Thuiles, ces structures s'exagèrent au point que l'on retrouve des Terres noires en bandes isolées au milieu des divers flyschs qui séparent le massif du Morgon de celui de la Montagnette : l'une d'entre elles a été figurée par J. PLAN (lame des Courréous, 1968, p. 52) (fig. 89).

La plupart de ces structures se sont probablement élaborées au cours des mouvements importants de la fin de l'Oligocène.

D) ÉCAILLES DE STYLE INTERCUTANÉ.

Ces écaïlles se localisent dans la partie sommitale de la série autochtone, le plus souvent sous des restes de Nummulitique et affectent un matériel qui est d'autant plus récent que l'on va vers le Sud-Est :

- Jurassique supérieur au Puy de Manse (SW d'Ancelle), à Savines et au débouché de l'Ubaye dans la retenue de Serre-Ponçon ;
- Jurassique, Néocomien et partie basale du Crétacé supérieur entre l'Ubaye et la crête de la Blanche (J. GOGUEL, 1964) ;

- Crétacé supérieur sur la haute Bléone (M. LA-
TREILLE et A. VUILLERMOZ, 1962) ;
- Calcaires à Nummulites et Schistes à Globigé-
rines sous la cime de Sangraure, près de la
vallée du Verdon.

Le caractère principal de ces duplicatures est leur discontinuité (système de relais) et le fait qu'elles ne sont jamais en contact direct avec les nappes. Par ailleurs, le niveau moyen de cisaillement est sensiblement parallèle à la base des Grès d'Annot quand elle est visible et, comme on peut l'imaginer, là où elle a été décapée par l'érosion récente.

Cette constatation paraît donc confirmer l'hypothèse formulée par J. GOGUEL (1964) selon laquelle les cisaillements se seraient produits à l'air libre, à l'avant de la limite d'érosion de la couverture nummulitique (effet morphotectonique).

On ne peut donc pas les qualifier d'intercutanées au sens donné à ce terme par P. FALLOT. Il n'est toutefois nullement prouvé que ces cisaillements se soient effectivement produits lors de la mise en place des nappes. On peut se demander si certains d'entre eux ne pourraient pas représenter des répliques du chevauchement de Digne, bien plus récent (Miocène supérieur ou Pliocène).

E) ÉCAILLES DE LA BORDURE MÉRIDIONALE DU PELVOUX.

Ces écailles concernent le socle et sa couverture de Lias, de Jurassique supérieur et de Nummulitique dans la haute vallée du Drac (massif de Soleil-Bœuf et région au Nord d'Orcières)¹⁵⁹ ; le problème de leur genèse ne paraît pas encore résolu et sort d'ailleurs du cadre de cet ouvrage. Il semble cependant que le faisceau de plis violents qui affecte les Grès du Champsaur dans cette région (alors que les Grès d'Annot de l'Ubaye orientale ne montrent qu'une tectonique de banquise) soit en relation étroite avec ces accidents qui ont été interprétés récemment par M. GIDON (1965) comme de grands décrochements dextres limitant au NW des panneaux chevauchant vers le SW.

Cette explication rend compte du fait que le déversement des plis dans les Grès du Champsaur va en augmentant du SE au NW, impliquant un

raccourcissement de « socle » plus important en bordure du Pelvoux que le long des nappes de l'Embrunais (plis coniques).

Par comparaison avec les plis de même amplitude qui affectent autochtone et nappe en Ubaye méridionale, ces plis du haut Drac et les accidents cassants qui les accompagnent dateraient de l'importante phase fini-oligocène, antérieure à la mise en place de la nappe du Parpaillon (fig. 83).

La carte montre d'ailleurs que la bordure de cette nappe échappe en effet à ces déformations dont la plus nette est constituée par le pli en genou des gorges du haut Drac entre Orcières et Prapic.

4) Conclusion.

Les structures de l'Autochtone relèvent donc de toute une série de « phases » tectoniques où l'on peut distinguer :

- phase anté-cénomaniennne (?) de la bordure de l'Argentera ;
- phase anté-santonienne de type Dévoluy en Embrunais et peut être sur la bordure du Pelvoux ;
- phase éocène inférieure effacée en Ubaye et apparemment très importante au Nord de la Durance, à moins qu'elle se concorde là avec des mouvements anté-sénoniens non reconnus ;
- phase probablement sannoisienne *très violente*, précédant la mise en place des nappes épiglyptiques ;
- phases oligocènes et miocènes post-nappes.

Seuls les mouvements postérieurs à l'Eocène ont laissé des traces tangibles dans les structures actuellement visibles.

La localisation et la genèse des écailles parautochtones est en grande partie redevable au modelé du relief sur lequel se sont avancées les nappes au début du Stampien.

III. — Structures des unités subbriançonnaises et de la nappe de l'Autapie.

1) Introduction.

Dans toute la partie frontale de l'Embrunais-Ubaye, du Drac au Verdon, les unités subbriançonnaises sont intimement intriquées avec les flyschs de la nappe de l'Autapie.

J'ai montré (4^e partie) que ce flysch provenait d'un domaine paléogéographique situé au-delà du

¹⁵⁹ Pour cette région, voir les travaux de P. GIDON et J. VERNET in M. GIDON (1965).

Briançonnais ; des considérations stratigraphiques et paléogéographiques, ainsi que son assimilation à la nappe de la Simme permettent de penser qu'il est, en effet, issu d'un domaine « insubrien » *sensu lato*.

En Embrunais-Ubaye, cette nappe se comporte comme une pseudo-couverture des séries subbriançonnaises (C. K., 1963) qui l'ont véhiculée au cours de leur mise en place depuis leur patrie qui, elle, est à rechercher sur la marge externe du domaine briançonnais.

2) Structure de la zone subbriançonnaise.

Il faut donc dissocier les problèmes relatifs à la structure de la zone subbriançonnaise au sens large et ceux qui concernent la mise en place de la nappe de l'Autapie sur le domaine subbriançonnais.

A) VUE D'ENSEMBLE (cf. planche de coupes h. t.).

Dans leur partie frontale, les unités subbriançonnaises dessinent une sorte de synclinorium enfoncé dans l'Autochtone et dont le maximum de complications et de profondeur se situe à l'aplomb des Séolanes. Cette profondeur diminue progressivement par remontée axiale vers le NNW et le SSE.

Sur la bordure interne de ce synclinal de nappes, des renversements permettent localement à l'Autochtone de chevaucher les unités charriées (bordure méridionale de la fenêtre de Barcelonnette).

Entre Dourmillouse et Restefonds, c'est-à-dire sur l'axe apparent des massifs cristallins, le Subbriançonnais fortement aminci se résume en un chapelet d'écaillés reposant à plat sur l'Autochtone et emballées dans des flyschs nummulitiques ou dans le cortège de la nappe de l'Autapie. Les raisons de cette réduction d'épaisseur seront étudiées à propos de la nappe du Parpaillon.

Enfin, les unités subbriançonnaises du revers nord-oriental du massif de l'Argentera sont profondément affectées par la tectonique récente post-nappe qui tend à les redresser à la verticale entre l'Autochtone et la zone briançonnaise. Ce renversement s'accroît considérablement vers l'Est.

B) STYLES STRUCTURAUX (fig. 80, 81, 35).

On y distingue des unités de style souple et des unités de style rigide, mais en fait ces différences dépendent de trois paramètres :

— *Lithologique* : La présence de niveaux compétents favorise le développement de plis déversés, couchés et digités (Piolit, Morgon), son absence le délit en écaillés (Séolanes) ;

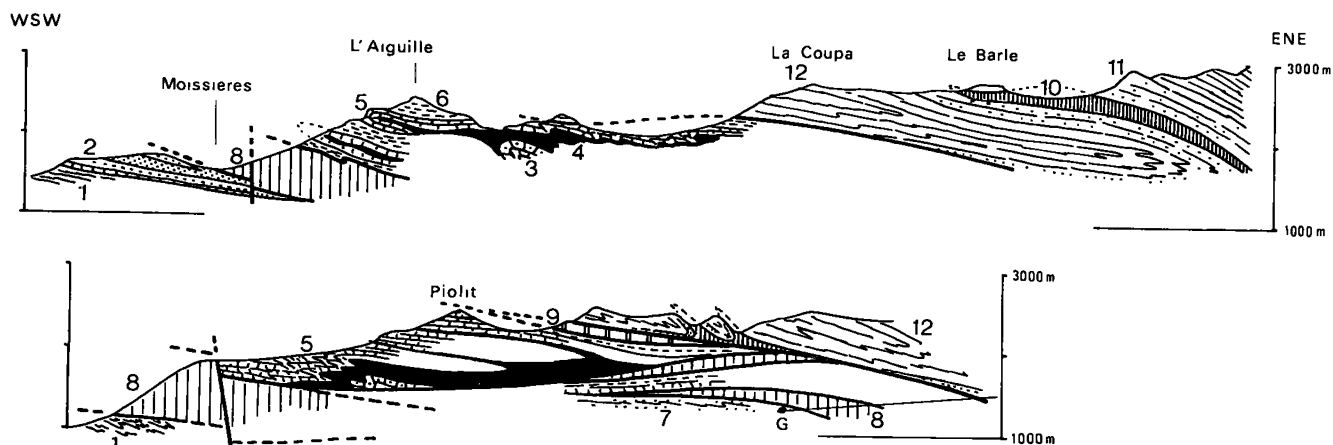


Fig. 80. — Structure du Massif de Piolit (d'après M. LATREILLE, complété).

Autochtone : 1, « Terres noires » (Oxfordien) ; 2, Nummulitique de Faudon - Chategré, avec Schistes à blocs. — *Unité subbriançonnaise de Piolit* : 3, Lias et Jurassique moyen de la Rouanne ; 4, Oxfordien ; 5, Tithonique - Néocomien ; 6, Crétacé supérieur ; 7, Flysch nummulitique du bas vallon de la Martinasse (probablement Flysch de St Clément). — *Nappe de l'Autapie* : 8, Flysch à Helminthoïdes (lame des Gourniers, lame de la Gardette, lame de Moissières - Ancelle). — *Nappe du Parpaillon* : 9, Ecaillés basales : dalle briançonnaise de la Pousterle ; 10, Complexe schisteux basal ; 11, Grès de l'Embrunais ; 12, Flysch à Helminthoïdes. G, Hameau des Gourniers (haute vallée de Réallon).

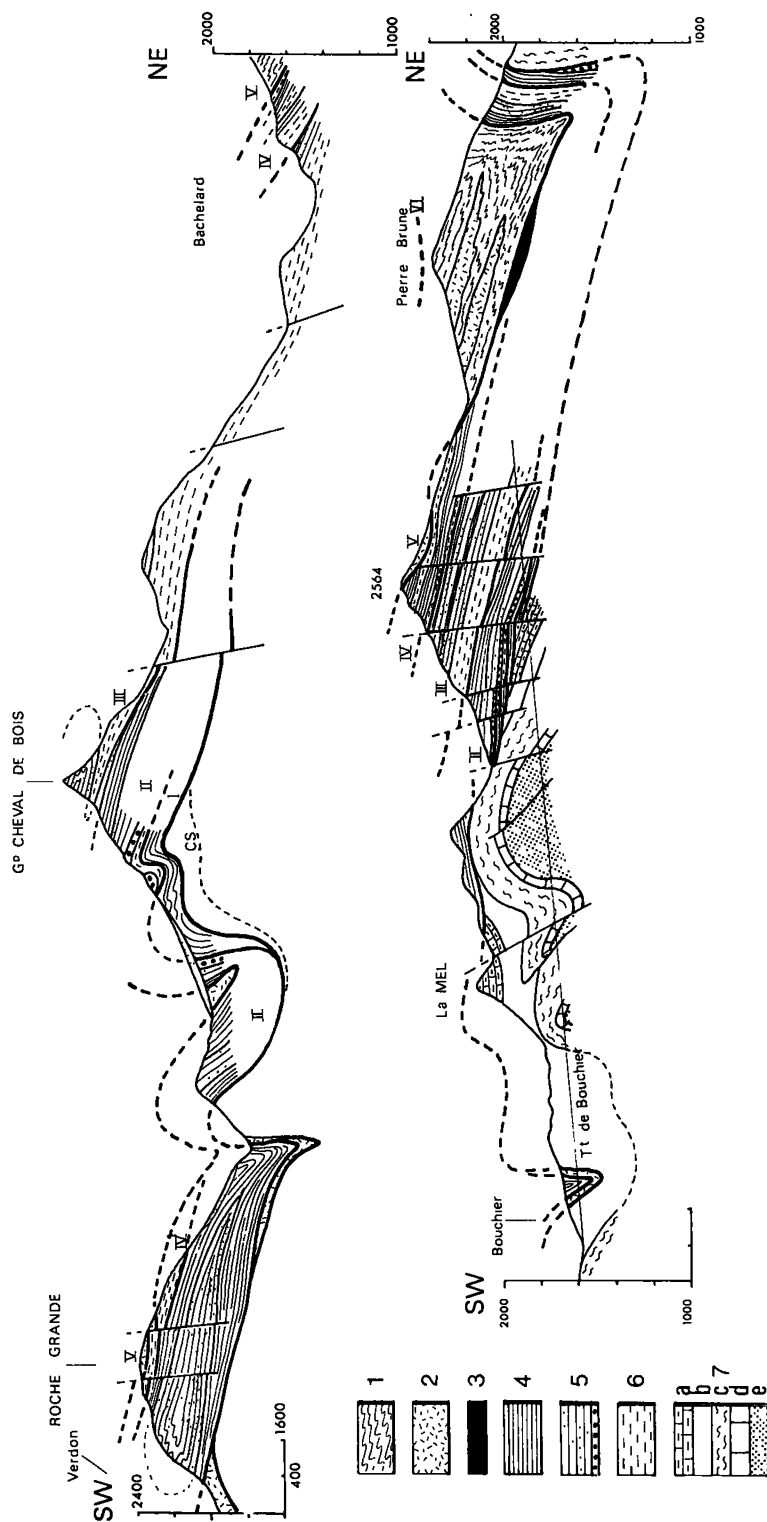


Fig. 81. — Structure du Massif du Pelat entre le col d'Allos et la vallée de Bouchier (Massif du Grand Cheval de Bois).

Nappe de l'Autapie : 1, Flysch à Helminthoïdes ; 2, Flysch dissocié. — 3, Schistes à blocs. — *Priabonien du Pelat* : 4, Flysch schisto-gréseux ; 5, Ensemble rythmique à pistes et conglomérat de base. — 6, Calcaires planctoniques et formation détritique Néocrétacé-Paléocène. — 7, *Autochtone* : a, Crétacé supérieur ; b, Aptien-Albien ; c, Néocomien ; d, Tithonien ; e, Oxfordien.

Unité (nappe) du Pelat : I, Digitation de Tête Ronde ; II, Digitation du Vallonet ; III, Digitation du Cheval de Bois. — IV, Pseudo-semelle de la nappe de l'Autapie (unité des Trois-Evêchés). — V, Nappe de l'Autapie. — VI, Position probable de la nappe du Parpaillon.

On remarque : — un système de plis affectant l'Autochtone, érodés avant l'arrivée de la nappe ; — des déformations d'ensemble (Autochtone plus nappes) ; — un faisceau de failles tardives (faisceau du Parpaillon). Pour la partie orientale et méridionale du Pelat, voir fig. .

— *Géographique : Situation vis-à-vis du front initial de la nappe* : On peut expliquer par un effet de butoir sur un paléorelief de Grès d'Annot, le débit en écaille de l'unité des Trois Evêchés dans la région à l'Ouest des sources du Verdon, alors que dans le massif du Pelat une série identique donne des plis relativement souples (fig. 82) ;

— *Influence des déformations ultérieures du soubassement autochtone* : Elles rendent compte de l'exagération des plis anticlinaux du massif du Pelat dans sa partie occidentale (Cheval de Bois, fig. 81).

C) NIVEAU GÉNÉRAL DE DÉCOLLEMENT.

Au Nord de l'Ubaye, c'est généralement le Trias supérieur, riche en argilites et en gypses, qui sert de niveau général de décollement aux séries du Piolit et du Morgon qui sont donc des unités à semelle gypseuse.

Au Sud de l'Ubaye, deux cas sont à considérer suivant l'importance de la tectonique anté-priabonienne :

— Dans l'unité des Trois-Evêchés et dans les digitations supérieures du Pelat où les mouvements anté-priaboniens sont effacés, la série est généralement décollée sous la formation des Calcaires planctoniques (ou de son équivalent latéral détritique du Pelat), le long d'un niveau marneux probablement cénomanien ;

— Dans la digitation de Tête Ronde et, dans une certaine mesure, au lac d'Allos, c'est pratiquement l'ancienne surface de discordance anté-priabonienne qui joue le rôle de décollement, qu'il vaudrait mieux dès lors qualifier de « cisaillement » ; il arrive qu'une structure ancienne scellée par cette discordance soit entraînée en bloc et rabotée à la base de la nappe ; tel est le cas du pli de Tête Ronde, près du lac d'Allos (cf. 3^e partie, fig. 19)¹⁶⁰ ;

— Enfin le contact basal de la nappe de l'Autapie est lui-même un niveau de décollement privilégié, ce qui explique que cette nappe soit souvent en contact direct avec l'Autochtone (vallée du Verdon, en amont d'Allos, pourtour de la fenêtre de Barcelonnette).

¹⁶⁰ On peut penser que le caractère sporadique du mésozoïque dans des unités (principalement Pelat) est dû à son érosion au cours des phases néocrétacées (conglomérats du Vallonet) et surtout éocène, plus qu'au rabotage basal.

D) PHÉNOMÈNES DE RABOTAGE BASAL.

Le cas de l'unité de Tête Ronde qui vient d'être évoqué peut être élargi à l'ensemble de la zone subbriançonnaise. En effet, les phénomènes de rabotage basal intéressent en réalité non seulement certaines unités comme celle de Tête Ronde, dont il vient d'être question, mais également une grande partie de la zone subbriançonnaise où le flysch de la nappe de l'Autapie peut venir en contact direct avec l'Autochtone, alors même qu'il occupe des fonds de synclinaux.

Cette constatation permet donc d'envisager que les structures actuellement visibles dans cette région étaient déjà formées avant leur mise en place sur l'Autochtone et leur exagération ultérieure.

E) MOMENT ET MILIEU DE LA MISE EN PLACE.

J'ai montré précédemment que la surface d'érosion qui a nivelé le « Dôme de Barcelonnette » a été certainement élaborée pendant le Sanoisien. Les unités subbriançonnaises et leur pseudo-couverture de Flysch Autapie se sont donc mises en place sur l'Embrunais-Ubaye au plus tôt au début du Stampien.

3) *Structure de la nappe de l'Autapie. — Problèmes liés à sa mise en place en Embrunais-Ubaye.*

A) LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS (fig. 64).

Le cortège de la nappe de l'Autapie est omniprésent en Embrunais-Ubaye. On le rencontre au contact de l'Autochtone (haut Drac, fenêtre de Barcelonnette), du Subbriançonnais (Trois-Evêchés, Pelat) et exceptionnellement du Briançonnais (Serenne).

Bien qu'*a priori* aucune loi ne semble devoir expliquer ce caractère ubiquiste, il est possible de distinguer deux catégories d'affleurements :

- affleurements liés à une série nummulitique par l'intermédiaire des « schistes à blocs » ;
- affleurements en contact avec n'importe quel terme de n'importe quelle série érodée ou cisailée.

Dans ce dernier cas, la nappe de l'Autapie se comporte comme une unité allochtone banale et obéit donc aux mêmes lois que les nappes subbriançonnaises.

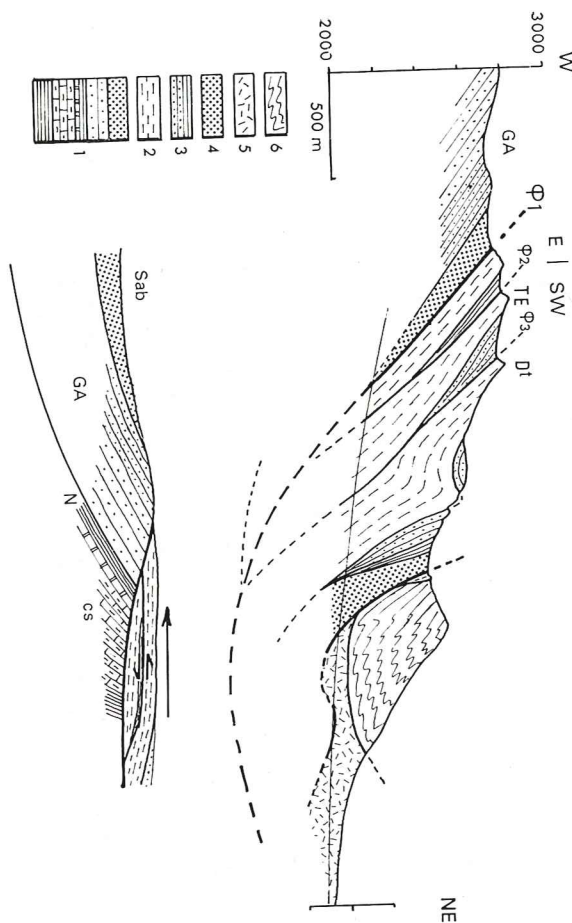
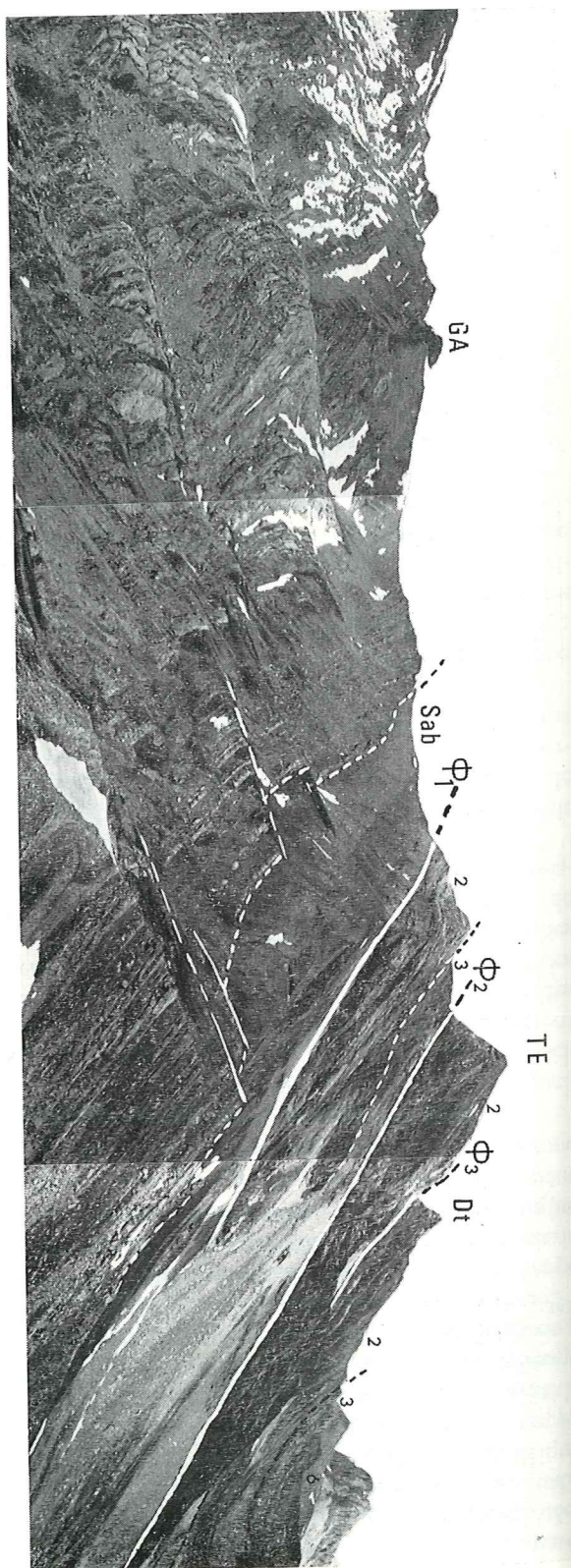


Fig. 82. — La crête des Trois-Evêchés à l'Ouest de la haute vallée du Verdon (face méridionale, vue de la Baisse de l'Aiguille). Structure en écaïlles imbriquées de l'unité subbriançonnaise des Trois-Evêchés et mécanisme éventuel de sa genèse faisant intervenir un paléorelief de la surface de l'Autochtone lors de la mise en place.

1, *Autochtone* : Sab, Schistes à blocs ; GA, Grès d'Annor ; N, Calcaires et marnes du Priabonien ; Cs, Crétacé supérieur, surmontant les marnes du « Crétacé moyen ».

Subbriançonnais : 2, Calcaires planctoniques (néocrétacé - paléocène et enduit de microconglomérats priaboniens ; cf. fig. 16, 3^e partie) ; 3, Flysch priabonien ; 4, Schistes à blocs.

Nappe de l'Autrippe : 5, Flysch dissocier ; 6, Flysch normal (cf. fig. 70).

TE, Les Trois-Evêchés ; Dt, La Dent des Trois-Evêchés ; Φ 1, Contact basal général des nappes de l'Ubaye, ici sur les Schistes à blocs de l'Autochtone, mais directement sur le « Crétacé moyen » érodé dans la vallée du Verdon en amont d'Allos ; Φ 2 et 3, Contacts secondaires des écaïlles des Trois-Evêchés.

Sur le cliché, au fond à droite, la klippe de la Grande Seolane posée sur le Flysch à Helminthoïdes de la nappe de l'Autrippe. On notera, au premier plan, un jeu de petites failles transverses partiellement anté-nappes décalant le contact des Schistes à blocs sur les Grès d'Annor dont la partie sommitale devient déjà très péfrique.

B) MÉCANISME DE LA MISE EN PLACE DE LA NAPPE DE L'AUTAPIE.

Ce mécanisme a déjà été évoqué à propos de l'interprétation donnée aux Schistes à blocs (5^e partie).

Précédée par les avalanches sous-marines de boues¹⁶¹ transportant des éboulis tombés de son front, cette nappe s'est mise en place dans le bassin nummulitique non exondé, qu'il faut envisager commun au domaine briançonnais, subbriançonnais et externe, à la fin du Priabonien, ou éventuellement aux tout débuts de l'Oligocène, suivant l'âge du toit des Grès d'Annot (ce qui revient d'ailleurs sensiblement au même).

Si des mouvements tectoniques et des phases d'érosion ultérieures n'avaient pas bouleversé cette disposition, on devrait donc observer une « pseudo-couverture » continue de schistes à blocs et de Flysch Autapie sur l'ensemble de ce Nummulitique.

En réalité, rien ne prouve que ce flysch ait constitué un corps continu lors de son déplacement.

Il semble que l'essentiel de cette nappe se soit arrêté sur le domaine subbriançonnais, et principalement sur celui de la future unité des Trois-Evêchés.

Il est toutefois prouvé que son front, ou tout au moins des éléments d'avant-garde, aient progressé jusque sur l'actuel domaine autochtone : ce serait le cas des affleurements du haut Drac (à l'Ouest du Roc Blanc), d'Annelle, de la lame du Lauzet près de Champcontier, ainsi que d'un olistholite de cent mètres de long environ, inséré dans les Schistes à blocs du toit des Grès d'Annot, au Sud du Pillon (ou Aupillon) dans la vallée du Lavercq.

Par contre, les affleurements de Flysch dissocié à écailles de Restefonds ont été mis en place plus tard par charriage épiglyptique (pendant le Stampien) ainsi que le prouve leur contact direct plus à l'W avec les Terres noires autochtones de la fenêtre de Barcelonnette. Leur superposition aux Schistes à blocs autochtones de La Bonette n'est donc qu'une coïncidence¹⁶².

Il apparaît également que des écailles de matériel briançonnais ou subbriançonnais constituées principalement de calcaires planctoniques, mais également de terrains plus anciens (Jurassique moyen et Trias) ont été entraînées par cette nappe et insérées dans les Schistes à blocs, réalisant le faciès de wildflysch polygénique de St-Barthélemy-de-Lavercq, et contribuant à larder les Schistes à blocs du haut Drac d'éléments exotiques variés¹⁶³.

On doit de toute façon admettre que la nappe a d'abord cheminé en milieu aérien entre sa patrie et la bordure interne du bassin nummulitique général, bien difficile à situer, mais qu'on peut imaginer contigu à des reliefs résiduels de la zone d'Acceglio.

Cet épisode épiglyptique expliquerait que quelques écailles aient pu être entraînées par le Flysch Autapie. Mais ces lambeaux de poussée restent extrêmement rares : on peut considérer que les écailles qui séparent la nappe de l'Autapie des unités du Pelat ne sont pas réellement des écailles basales, mais des restes de la pseudo-semelle de cette nappe, constituée par l'unité des Trois-Evêchés.

Sa progression vers le domaine externe aurait été commandée par le déplacement d'une onde de soulèvement vidant peu à peu le bassin et permettant aux olisthostromes de s'étaler de plus en plus vers l'Ouest.

Le degré de structuration atteint par cette nappe durant sa progression est difficile à estimer ; l'abondance des débris issus de sa couverture paléocène, actuellement impossible à mettre en évidence (sauf près de Réallon), suppose que la nappe progressait en série normale. Cependant, la présence de couches renversées ou de géométrie extravagante au contact des Schistes à blocs de l'unité des Trois-Evêchés (haut Lavercq) permet de penser que des plis couchés étaient déjà élaborés au moment de la mise en place¹⁶⁴ (fig. 65, 68, 69, 70 et pl. VII).

¹⁶³ Dans ce cas toutefois, il n'est pas impossible que cette partie du bassin nummulitique autochtone ait été bordée initialement vers l'Est par une zone tectonique active dès la fin du Priabonien, ce qui expliquerait que du matériel issu du domaine externe et subbriançonnais (brèches lutétiennes) ait pu également alimenter les olisthostromes de ce secteur. C'est de toute manière un mécanisme complexe, encore imparfaitement élucidé et qui a été complètement brouillé par le décollement ultérieur et les écaillages de cette série.

¹⁶⁴ Dans la vallée de l'Ubaye, près du Martinet, un certain nombre de plis et de microplis qui affectent le Flysch à Helmin-

¹⁶¹ Formée de vases nummulitiques non consolidées.

¹⁶² L'absence locale des écailles basales de ce Flysch dissocié et son aspect noirâtre et chaotique expliquent que la distinction entre ces deux formations ne soit pas évidente.

Il se peut toutefois que certains de ces plis aient été produits par les slumpings ayant favorisé la formation du faciès dissocié.

Enfin, il ne faut pas oublier que cette nappe s'est redécollée plus ou moins complètement lors des phases tectoniques ultérieures, ce qui explique son repos sur la surface d'érosion post-priabonienne aux environs de Barcelonnette et l'impossibilité d'y décrire des structures générales cohérentes : je ne reviendrai pas sur cette question qui a été envisagée à propos de la discussion des rapports entre flysch « normal » et « dissocié » (4^e partie).

4) Déformations subies par les unités subbriançonnaises, la nappe de l'Autapie et l'Autochtone au cours de l'Oligocène.

L'allure générale en grands synclinaux de nappes que prend la zone subbriançonnaise au Sud de l'Ubaye, et qui a déjà été signalée (p. 146), est due à ce que des *plissements très importants se sont manifestés dans cette région après la mise en*

thoïdes montrent des axes orientés au NE, avec un déversement apparent vers le NW et qui paraissent antérieurs aux plis liés à la phase oligocène affectant la zone subbriançonnaise de ce secteur d'axe N 130 à N 140. On pourrait donc penser que ces plis datent soit de la période de mise en place sur le Nummulitique subbriançonnais, soit d'une phase antérieure qui aurait affecté le flysch dans sa patrie ultra pennique. Toutefois, la schistosité liée à ces plis a la même direction que la schistosité régionale de direction N 130-140. Cette particularité se retrouve dans le flysch de la nappe du Parpaillon, au Sud de Larche (cf. 6^e partie, chapitre IV).

*place de ces unités sur l'autochtone, c'est-à-dire après le Stampien*¹⁶⁵.

Les complications des contours de la bordure de la fenêtre de Barcelonnette entre cette localité et Méolans, les injections de lames de Terres noires au sein des nappes jusqu'à haute altitude, la formation du grand pli anticlinal de la demi-fenêtre de Fours datent de cette phase dont l'importance a été sous-estimée par les auteurs précédents (pl. X).

Ces mouvements consistent donc essentiellement en grands plis déjetés ou déversés vers le SW, dans les plans axiaux desquels se développe une schistosité intense, de direction N 130 E à N 140 E. Ce fait est particulièrement net dans la vallée du Bachelard, au pied des pentes septentrionales du massif du Cheval de Bois, où la série néocrétacée-paléocène se débite ainsi en grandes dalles oblitérant complètement la stratification.

Sur le côté septentrional de la fenêtre de Barcelonnette, *ces plis et cette schistosité ne traversent pas le contact de base de la nappe du Parpaillon, où le style est tout autre.*

Il en est de même dans la région du haut Drac, où le faisceau de plis qui affectent les grès du Champsaur et la couverture de « wildflysch » parautochtone, de direction N 140 E à N 150 E, n'a aucune correspondance dans la nappe du Parpaillon (fig. 83).

¹⁶⁵ Cette phase n'a pas été envisagée dans le tableau synthétique de J. DEBELMAS (1963).

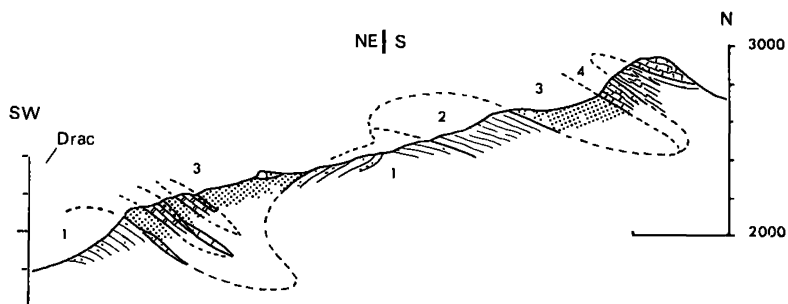


Fig. 83. — Déformations de l'Autochtone et de sa couverture de « Wildflysch d'Orcières » dans la haute vallée du Drac (Embrunais nord-occidental). Coupe entre le Drac (le Saut du Laire) et la crête des Lauzes Rousses.

1, Grès du Champsaur (avec deux nouvelles fenêtres) ; 2, Calcaires et schistes nummulitiques d'origine inconnue (probablement parautochtone) ; 3, Schistes à blocs (Wildflysch), avec olistholites écaillés de matériel priabonien et de Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie ; 4, Flysch à Helminthoïdes de la nappe de l'Autapie (= Lauzes Rousses).

Comme on le verra plus loin, c'est là un argument majeur pour affirmer que cette nappe est bien plus tardive qu'on ne l'a généralement pensé jusqu'à ces dernières années.

Ce faisceau de plis post-stampiens peut être mis en parallèle avec les déformations considérables qui affectent la molasse rouge des bordures orientales du bassin de Valensole avant la transgression du Burdigalien.

Il daterait donc de la fin de l'Oligocène (Aquitainien ?).

En Embrunais-Ubaye, la région orientale de Restefonds semble avoir échappé à ces mouvements, pour des raisons obscures ; la présence d'une couverture nummulitique ne paraît en effet pas devoir être retenue comme explication à ce calme anormal, puisque le secteur du Pelvoux se comporte de toute autre manière.

5) Conclusion.

La structure de la zone subbriançonnaise de l'Embrunais-Ubaye résulte donc d'une succession d'événements tectoniques complexes qui se sont déroulés de la manière suivante :

- mouvements locaux pendant le Crétacé supérieur (brèches du Pelat) ;
- mouvements généralisés, individualisation d'une cordillère Lac d'Allos - Pelat entre le Paléocène supérieur et le Lutétien moyen ;
- mise en place de la nappe de l'Autapie dans le bassin marin en voie d'exondation après le Sannoisien ;
- début du paroxysme, dans la patrie, au cours du Sannoisien ;
- charriage épiglyptique de l'ensemble subbriançonnais et nappe Autapie, déjà plissé sur l'Autochtone érodé, après le Sannoisien, probablement au cours du Stampien ;
- remaniement général de ces structures, plissement intense et décollement secondaire de la nappe de l'Autapie à la fin de l'Oligocène et déformations tardives au cours du Miocène (voir plus loin).

IV. — Structure de la nappe du Parpaillon.

1) Introduction.

La nappe du Parpaillon se développe en Ubaye sur un front de 60 km entre le sommet Drouvet, au Nord d'Orcières, et le col de Colombart, au Nord de St-Dalmas-le-Selvage, sur la haute Tinée. Profondément découpées par l'érosion quaternaire, des klippes témoignent de son ancienne extension vers le SW jusqu'à l'aplomb du Morgon (Tête de la Gypière) et du Pelat (col du Talon) ; sur sa marge orientale, ses limites correspondent à des accidents tardifs où la zone briançonnaise est étroitement impliquée.

Partagés entre un corps principal, dont le style structural reste très homogène, bien que nuancé, du Drac à la Stura et une digitation interne (du Crévoux-Pic ; C. K., 1962) plus ou moins indépendante, cette nappe est étroitement associée à une multitude de lambeaux de poussée qui en jalonnent la base. Enfin, bien que de mise en place tardive, elle a subi, elle aussi, les déformations d'ensemble de l'Embrunais-Ubaye.

2) Les grandes structures.

A) CORPS PRINCIPAL DE LA NAPPE.

Il est formé d'un train de plis dont la direction évolue progressivement de N 160° E au NW (massif des Autanes) à N 120° E au SE (région de Larche).

Déversés vers l'WSW ou le SW, les plans axiaux des grandes structures sont généralement pentés de 30 à 40° vers l'ENE ou le NE, quel que soit le plongement de la surface de base de la nappe. Les plis couchés à l'horizontale restent exceptionnels : le seul de ce type est l'anticlinal de Rabioux au N d'Embrun, dans le massif de la Tête de l'Invernet.

Généralement soulignés par des affleurements de Complexe schisteux basal, les anticlinaux sont, dans la majorité des cas, dépourvus de leur enveloppe de flysch, qu'il soit à dominante calcaire ou gréseuse.

Toutefois, certains de ces plis ont conservé leur charnière anticlinale, qu'elle soit complète (anticlinal du Grand Bérard et de la Tête de Fer) ou à l'état de lambeaux résiduels sur les plus hautes crêtes (Barle, Rabioux).

La disparition des charnières anticlinales introduit une multitude de coupures dans la nappe qui prend ainsi l'allure d'une série de plis synclinaux juxtaposés ; ces synclinaux tendent à se chevaucher mutuellement : c'est de cette manière que toutes les structures anticlinales relativement tranquilles du secteur Embrunais passent, en Ubaye, à des chevauchements (pl. X) ; il est remarquable que les bandes de Complexe schisteux basal, plus ou moins cicatrisées, qui soulignent ces accidents appartiennent tantôt au flanc inverse, tantôt au flanc normal du pli étiré¹⁶⁶ et restent toujours absolument parallèles au litage des masses chevauchées et chevauchantes ; s'il y a étirement ou écrasement dans le contact, aucun cisaillement n'est visible : ce mécanisme est tout à fait différent de celui qui a permis la mise en place de la digitation du Crévoux-Pic.

On doit donc admettre que l'érosion des têtes de plis a précédé les derniers mouvements de mise en place, et donc que ces plis étaient déjà fortement élaborés avant l'arrivée de la nappe à son emplacement actuel.

Cette préexistence des plis est confirmée par le rabotage basal des structures observé presque partout dès que le soubassement de la nappe est accessible aux observations ; ce rabotage est manifeste aux Autanes, aux sources de Jérusalem, de même qu'à Restefonds, quelle que soit l'échelle des plis (fig. 84).

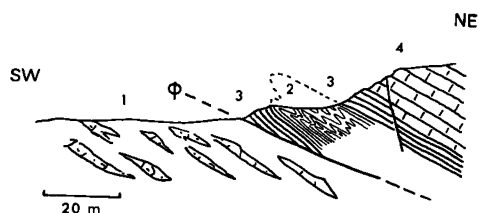


Fig. 84. — Rabotage basal d'un pli de détail de la nappe du Parpaillon (crête du col de Vermillon, à l'Est de Restefonds).

1, Flysch dissocié et à écailles (nappe de l'Autapie) ; 2, Schistes noirs et versicolores du « Complexe de base » ; 3, Ensemble plaqueté de transition ; 4, Flysch à Helminthoïdes de la nappe du Parpaillon.

¹⁶⁶ Par exemple, les schistes noirs et versicolores du pli de la Mazelière et de la Coupa (à l'W des Gourniers) adhèrent au flanc inverse de la structure, et c'est le flanc normal qui a ici « pris de l'avance ». A la Tête de Fer (S de Larche), c'est l'inverse.

Il explique que le Complexe schisteux basal puisse manquer très souvent dans le contact basal de la nappe, tout du moins dans sa partie frontale, car on a vu qu'il est particulièrement épais sur sa marge interne.

La coupe que l'on peut obtenir en restituant la forme générale de la nappe avant son enfouissement radical sous le front de la zone briançonnaise suggère donc l'existence d'une surface de cisaillement basal affectant un matériel déjà plissé.

B) CORRESPONDANCE DES STRUCTURES DE PART ET D'AUTRE DE LA VALLÉE DE LA DURANCE ET DE L'UBAYE.

Les structures observées dans les lobes séparés de l'Embrunais occidental et de la région de Restefonds semblent, *a priori*, correspondre à celles de la masse centrale des massifs de Parpaillon-Siguret.

Des cinq grands anticlinaux que l'on compte entre la Petite Autane et la Tête de Vautisse, les quatre plus internes se retrouvent dans le Parpaillon.

Au Sud de l'Ubaye, ces cinq structures initiales se complètent par deux nouvelles qui prennent naissance au Sud et au Sud-Est de Larche (cf. tableau fig. 85).

En plus de l'incurvation générale des plans axiaux, qui tournent de 30° environ entre les Autanes et l'Italie, on note :

- l'empilement considérable des chevauchements entre le Ventebrun et le col de Larche, impliquant un raccourcissement général de la nappe, plus important en Ubaye qu'en Embrunais ;
- l'existence d'un décrochement dextre d'environ 4 km entre les structures observées de part et d'autre de la Durance, mis en évidence par une

EMBRUNAIS OCCIDENTAL		PARPAILLON	UBAYE ORIENTALE	
NW			MARGE INTERNE	
			COL DE LARCHE	7
			TÊTE DE FER	6
	5	RABOUX	PARPAILLON-CONDAMINE	SIGURET-ARGENTERA 5
	4	BARLE- MT GUILLAUME	GRAND-BERARD PAS DE GREGOIRE	SEGRE BOUREQU 4
	3	COL DE COMBEAU COL DE LA COUPA	MAZELIERE COL DES ORRES	GERBIER 3
	2	P. DU SETORFUR COL DE FLEURENDON	LFS PLASTRES	CAIRE BELY 2
	1	PETITE AUTANE	7	CHEVALIER 1
				SE

Fig. 85. — Tableau de correspondance des plis anticlinaux dans la nappe du Parpaillon.

carte d'isohypses des plans axiaux des plis de Rabioux, Parpaillon et Barle-Grand Bérard (fig. 86). Cet accident transversal s'aligne sur celui qui décroche les contacts de nappe et la faille de la Durance, près de Réotier, mais dont le rejet est moindre (500 m) et qui paraît s'amortir dans la nappe de Peyre-Haute par un étoilement de failles occupant un secteur complet du Nord à l'Est près de Guillestre.

On peut donc considérer que la nappe du Parpaillon est en fait constituée de deux entités (ou festons indépendants) séparées par un *hiatus existant préalablement à sa mise en place sur l'Embru-*

nais-Ubaye, et lié à un accident général transversal affectant le domaine interne ou tout du moins sa couverture de nappes. Cet accident ne correspond à rien de particulier dans l'Autochtone de la demi-fenêtre d'Embrun¹⁶⁷.

¹⁶⁷ Il explique toutefois assez bien l'installation d'une Durance primitive à cet endroit, bien mieux en tout cas que les soi-disant synclinaux transverses, dus à la méconnaissance des lois de la perspective des couches plongeantes imaginés par certains géographes. Il existe toutefois un synclinal transverse indubitable sur l'axe Piolit - St-Crépin, mais qui n'a apparemment orienté aucun élément du réseau hydrographique.

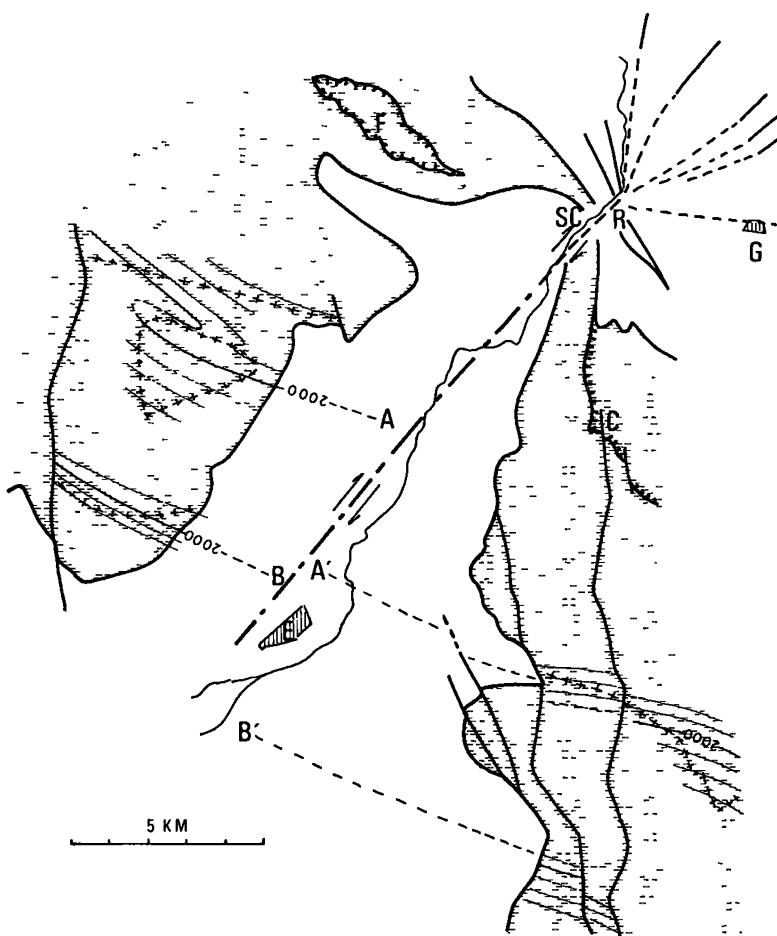


Fig. 86. — Décrochement des plans axiaux des structures anticlinales dans la nappe du Parpaillon de part et d'autre de la vallée de la Durance.

A, Isohypse 2000 du plan axial de l'anticlinal de Rabioux - Parpaillon ; B, Isohypse 2000 du plan axial de l'anticlinal du Barle - Gd-Bérard ; C, Pic du Clocher ; E, Embrun ; F, Tête de Fouran ; G, Guillestre ; R, Réotier ; SC, St Clément.

C) LA DIGITATION DU CRÉVOUX-PIC.

Expliquant de manière satisfaisante la « discordance » des Grès de l'Embrunais sur les Schistes noirs du col de Vars et sur le flysch à dominante calcaire renversé du flanc NE du synclinal de Meyronnes, un contact anormal jalonné par les schistes noirs et versicolores ceinture entièrement le massif de 8 km de long culminant au Crévoux-Pic (pl. VII). Il n'est toutefois pas prouvé que ce massif constitue une véritable klippe comme celle de la Tête de Fouran qui en paraît l'homologue au Nord de St-Clément, ou comme le semis de klippes résiduelles conservées sur la zone briançonnaise.

En effet, on constate qu'au-dessus de Crévoux une duplication apparaît sous le contact principal ; elle prend de l'amplitude plus au Nord, et aux environs du Pic du Clocher il semble bien que l'ensemble du Complexe schisteux basal du Pays de Vars soit chevauchant pour son propre compte.

Ce chevauchement est manifeste dans les pentes qui dominent le fameux pli de St-Clément, en rive gauche de la Durance : le Complexe des schistes noirs repose en effet sur la tranche des couches successives du flanc inverse de cette structure, puis sur son flanc normal sous le Pic du Clocher.

Cette disposition est d'ailleurs identique à celle que l'on peut observer au Sud du Crévoux Pic, dans le vallon du Crachet, ainsi que sous la klippe de Fouran.

Cette surface sécante peut aussi bien résulter d'un cisaillement que d'une érosion : dans ce dernier cas, il faudrait admettre que la digitation du Crévoux-Pic s'est mise en place avec un temps de retard sur le corps principal de la nappe. Comme je l'ai dit précédemment, ce mécanisme est en tout cas totalement différent de celui qui a présidé à la naissance des chevauchements de ce corps principal.

Il reste toutefois difficile de comprendre comment un tel refoulement n'a laissé aucune trace au Nord ou à l'Est du col de Vars, où il n'est pas possible de distinguer une masse relativement allochtone dans la série de schistes du Paneyron.

3) Style des déformations. — Problème posé par les microstructures.

Restées méconnues avant 1957¹⁶⁸, les grandes structures de la nappe du Parpaillon sont souvent

oblitérées par une multitude de plis décimétriques ou métriques qui ont généralement été interprétés comme des froissements sans signification.

En réalité, ces petits plis dont le style en zigzag est tout à fait remarquable (pl. V) sont semblables aux grandes structures au cœur desquelles ils apparaissent, plus particulièrement au sein des synclinaux.

Le style à la fois compétent (isopache) et incompetent (anisopache) de ces plis est commandé par la nature des bancs, constitués de séquences de grès - calcaire - schistes argileux.

Ils sont toujours accompagnés d'un clivage schisteux (schistosité de fracture) qui devient parallèle au litage et s'efface dans les parties monoclinales.

Généralement peu marquée et n'affectant pas les bases gréseuses des séquences, cette schistosité s'accroît considérablement sur la marge interne de la nappe, à proximité du contact avec la zone briançonnaise.

A Réotier, à l'Ouest de Guillestre, une schistosité générale accompagnée d'une linéation fortement pentée affecte à la fois le Flysch à Helminthoïdes et les écaillés briançonnaises isolées à l'Ouest de la faille de la Durance.

Aux environs de Larche, ainsi que dans la vallée de l'Ubaye près de la Condamine, des plis décimétriques ou hectométriques transversaux, remarqués dès le début du siècle par E. HAUG, viennent compliquer l'architecture de détail. Admettant la même schistosité que les plis de direction normale (N 130 à 140°), ils paraissent ainsi contemporains de la mise en place des grandes structures. Toutefois, l'existence générale de ce type de plis transverses sur la bordure occidentale de la zone briançonnaise, aussi bien que dans les séries mésozoïques et tertiaires du Briançonnais que dans le Complexe schisteux basal du Flysch à Helminthoïdes, permet de penser qu'on est là en face d'un phénomène plus général pouvant être lié à des mouvements tectoniques intéressant l'ensemble du domaine interne. L'intense schistosité des environs de Réotier fait partie de ces événements dont la genèse est encore mal connue.

En ce qui concerne les plis transverses des environs de Larche, une étude récente de A. PARIS

¹⁶⁸ Ou interprétées de manière erronée sur la base de la répartition des affleurements de grès, considérés comme terme ultime de la série marquant les synclinaux (voir E. HAUG, 1902).

et P. VIALON (1968), appuyée sur de nombreuses mesures effectuées au cours de plusieurs stages d'analyse structurale, conduit à les interpréter comme des plis coniques antérieurs et aplatis lors de la mise en place de la nappe sur l'Embrunais-Ubaye. Il faudra cependant étendre ces campagnes de mesures au territoire situé au-delà de la Durance, avant de généraliser cette interprétation.

Néanmoins, ces observations semblent confirmer l'existence d'une (ou deux ?) phases de déformations antérieurement à l'arrivée de la nappe à son emplacement actuel¹⁶⁹. Les microplis du Complexe schisteux basal entre St-Paul et le col de Vars, où l'on distingue des plis couchés étirés et replissés (cf. photo pl. V) avec deux schistosités se recoupant, sont une illustration évidente de cette propriété.

4) Mise en place sur l'Embrunais-Ubaye.

A) NIVEAU DE DÉCOLLEMENT.

Le niveau de décollement est constitué par le Complexe schisteux basal, mais j'ai montré que cette série, dont l'âge indéfini est probablement compris entre l'Albien et le Sénonien, est plus complète sur la marge interne de la nappe et, au contraire, généralement réduite sur la marge externe. Cette disparité ne paraît pas s'expliquer par une variation originelle d'épaisseur.

Il faut donc admettre soit que la surface de décollement était originellement oblique à la stratigraphie (ce serait alors une surface de cisaillement — voir précédemment à propos du rabotage basal), soit que le Complexe schisteux basal a eu tendance à prendre du retard sur le reste de la série (phénomène de diverticulation à peine ébauchée).

C'est probablement ce dernier mécanisme qui a prévalu dans les moments initiaux, avant la formation des premiers plis.

De toute manière, l'existence en Ubaye d'un niveau inférieur au « Complexe de base » des auteurs est une singularité de la nappe du Parpaillon vis-à-vis de celle du Saccarel des Alpes maritimes où ces schistes ne sont pas connus. Dans l'Apennin, toutefois, les « schistes du val Lavagna » existent généralement sous le Complexe de base ; le décollement s'y est effectué à un niveau

plus profond, celui du Tithonique-Néocomien à Ophiolites.

Il est difficile de trouver une raison valable à ces différences de niveaux de décollement qui ne sont peut-être qu'apparentes si on généralise la notion de diverticulation ayant permis aux nappes à destination alpine de laisser à l'arrière, dans le domaine piémontais, des lambeaux devenus depuis méconnaissables par suite du métamorphisme.

L'hypothèse selon laquelle un tel niveau pourrait correspondre au toit de l'épizone d'un métamorphisme déjà achevé à l'Eocène inférieur (P. VIALON, 1966) est peut-être valable pour la nappe du Parpaillon ; encore faudrait-il être assuré que le léger métamorphisme décelé dans les schistes de Serenne (4^e partie) est bien propre à cette formation, ce qui est fort douteux, étant donné l'intensité des recristallisations qui affectent déjà la bordure du Briançonnais entre l'Ubaye et Larche.

Cette interprétation ne se justifie pas dans le cas de la nappe Simme-Autapie, dont la patrie a échappé au métamorphisme alpin.

En résumé, il semble que ce soit un simple changement de compétence au sein de la série qui ait prédéterminé ce niveau de décollement dont la position exacte, lors du départ de la nappe, reste incertaine.

B) SURFACE BASALE.

De même que les unités subbriançonnaises reposent en discordance tectonique sur des niveaux variés de l'Autochtone, de même la nappe du Parpaillon est en contact avec de multiples formations :

- l'Autochtone au SE d'Embrun et à l'E de Barcelonnette (pl. X) ;
- le Subbriançonnais à Piolit, au Morgon et au col du Talon (Pelat) (fig. 80, 87) ;
- la nappe de l'Autapie au Nord de Barcelonnette et à Restefonds¹⁷⁰ (fig. 88).

¹⁷⁰ Ce contact de deux Flyschs à Helminthoïdes l'un sur l'autre peut se faire localement sans interposition de la moindre écaïlle (haut vallon de Rioclar, au N des Thuiles, coupe fig. 89). Ce n'est certes pas un endroit pour comprendre la structure de la région.

Ailleurs, l'interpénétration apparente de ces deux flyschs résulte de failles tardives ou glissements de terrain, ce qui explique qu'on les ait confondus et que la notion d'encapuchonnement ait été généralisée par les auteurs précédents. C'est le cas des environs de Réallon (Embrunais occidental, fig. 87) ainsi qu'à Jausiers (NE de Barcelonnette), où ne passe d'ailleurs pas la « cicatrice de Jausiers » de D. SCHNEEGANS...

¹⁶⁹ Confirmant ainsi l'opinion que l'on peut se faire après l'observation de rabotage basal.

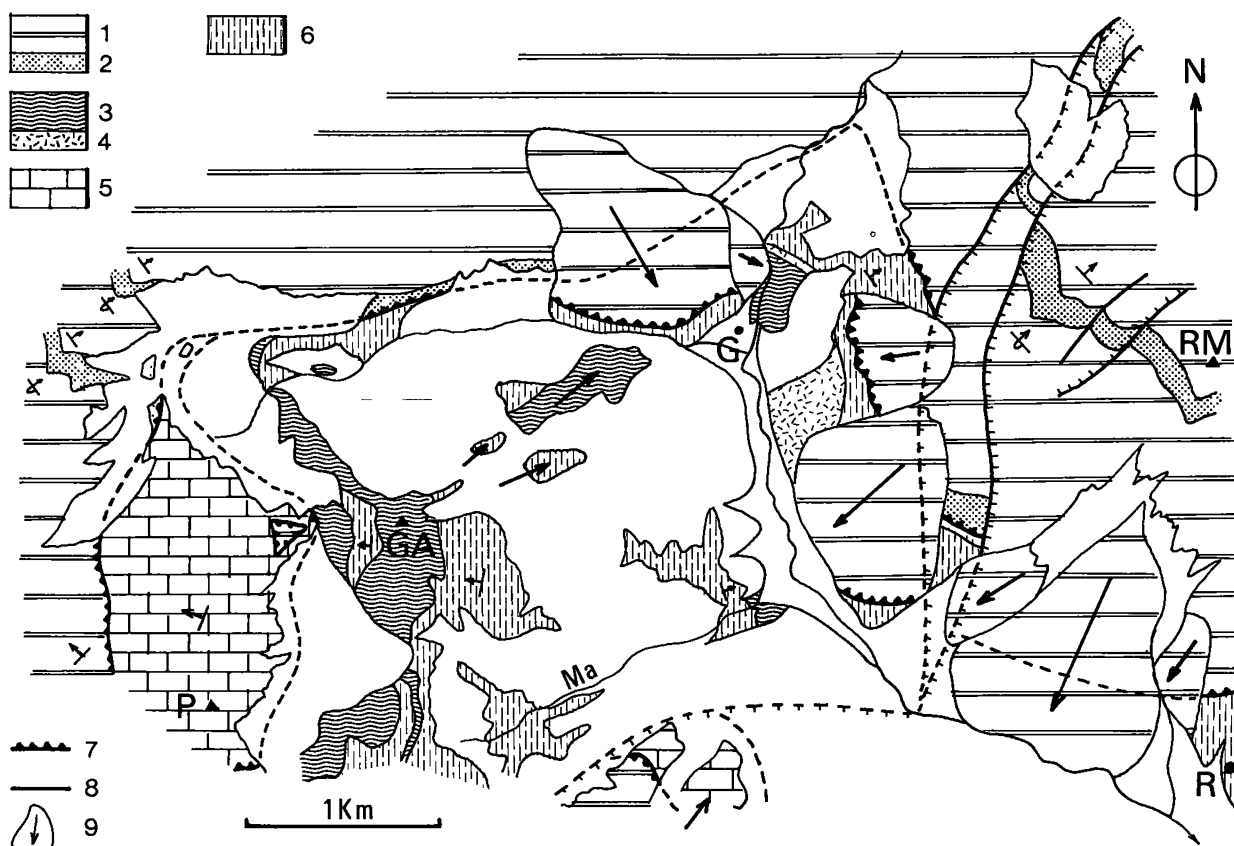


Fig. 87. — Esquisse géologique des environs des Gourniers (haute vallée de Réallon, Embrunais occidental).

Nappe du Parpaillon : 1, Flysch à Helminthoïdes ; 2, Complexe schisteux basal. — *Nappe de l'Autapie* : 3, Flysch à Helminthoïdes ; 4, Flysch dissocié, schistes à blocs. — 5, Ecailles de base de la nappe du Parpaillon (matériel briançonnais) ; 6, Zone subbriançonnaise ; 7, Chevauchement principal ; 8, Faille (faisceau de l'Avance) ; 9, Terrains glissés.

En blanc : quaternaire. — G, Hameau des Gourniers ; GA, Sommet de la Gardette ; Ma, Torrent de la Martinasse ; P, Sommet de la Pousterle ; R, Réallon ; RM, Sommet de Roche Méane.

On constate qu'entre Réallon et Les Gourniers, la combinaison de glissements de versants et du jeu des deux grandes failles normales du faisceau de l'Avance met au même niveau les Flyschs à Helminthoïdes des nappes du Parpaillon et de l'Autapie, de faciès très semblables ; il semble donc qu'il n'existe qu'un seul flysch emballant les unités subbriançonnaises et briançonnaises.

On retrouve là le même problème que celui qui a été discuté et que je pense avoir résolu à propos du toit du soubassement autochtone : ou bien la nappe du Parpaillon a nivelé et raboté ce soubassement hétérogène lors de sa progression, ce qui paraît bien énorme pour une nappe de couverture dont l'épaisseur totale ne dépasse guère 2 km — et on devrait dans ce cas observer une multitude de lambeaux de poussée à son front —, ou bien ce soubassement était déjà aplani lors de sa mise en place.

Or il est possible de trouver des arguments en faveur de chacune de ces hypothèses.

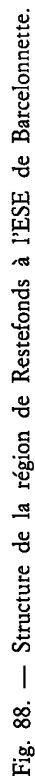
C) ECAILLES BASALES.

Enchâssées dans le contact basal, isolées par l'érosion à l'état de klippes, ou apparaissant exceptionnellement en fenêtre¹⁷¹, ces écailles proviennent de différentes zones paléogéographiques ainsi qu'en témoigne la diversité des terrains qui y sont impliqués.

On y reconnaît principalement :

— des lambeaux importants de couverture brian-

¹⁷¹ Telle est la minuscule fenêtre du Grand Vallon, au N du col des Orres, restée inconnue jusqu'en 1962.



Nappe du Parpaillon : FHP, Flysch à Helminthoïdes ; CSB, Complexe schisteux basal ; \varnothing h, Contact de base. — *Ecalles basales de la nappe du Parpaillon* : Ecalles de couverture Briançonnaise : CS, Calcaires planctioniques ; JS, Malm ; Tc, Calcaires de l'Anisien ; Ecalles de semelle siliceuse Briançonnaise à couverture réduite : Tq, Quartzites conglomératiques (Permien - Werfenien) avec croûte de Malm et de Paléocène-Eocène ; Ecalles de la série subbiançonnaise des Séolanes : NG, Grès nummulitiques (Lutétien) ; JSZ, Jurassique supérieur zoogène ; \varnothing 2, Contact basal. — *Nappe de l'Aupatie* : FD, Flysch dissocié à *Autochtones*. — *Ecalles inférieures de Rextenlois* : CS, Calcaires planctioniques néocrétacés ; Jm, Jurassique moyen ; \varnothing 1, Contact basal général des nappes. — *Autochtones* : Sab, Schistes à blocs ; GA, Grès d'Annot ; Cs, Crétacé supérieur.

çonnaise (Trias moyen calcaire, Jurassique plus ou moins réduit, avec un Tithonique noduleux de type Guillestre, surmonté directement par les couches planctoniques néocrétacées-paléocènes ;

- des écaillés de matériel permo-triasique briançonnais — relativement rares ;
- des témoins importants de la série subbriançonnaise des Séolanes ;
- enfin de rares lambeaux de séries subbriançonnaises de type Morgon (avec du Lias) ou Piolit (calcaires à zones siliceuses Jurassique-Néocomien).

Ces différentes séries ne se répartissent pas de manière entièrement anarchique tout au long du bord de la nappe.

Il n'y a, en effet, aucun témoin de la série des Séolanes à l'Ouest du méridien passant par la Grande Séolane et les lambeaux de semelle siliceuse briançonnaise n'apparaissent qu'en trois points : au NNE du Roc Blanc, au NW de Jausiers et à Restefonds avec la fameuse « klippe » de Roche-Chevalière (Mme Y. GUBLER, 1953).

Ce sont, en fin de compte, les éléments de la couverture calcaire briançonnaise qui sont les plus fréquents.

Ce matériel est souvent d'une simplicité structurale surprenante, en série normale (klippes à faciès Séolanes du Mourre Haut, Empeloutier et Gias du Chamois de Restefonds, klippes briançonnaises de Chabrières en Embrunais occidental), ou renversée (Grande Séolane) (pl. VII, IX, X). Il donne alors l'impression d'avoir été prédécoupé en blocs plus ou moins quadrangulaires par un jeu de failles anciennes.

Cette hypothèse est appuyée par l'existence d'un réseau de failles béantes post-jurassiques, enduites d'une croûte de fer anté-sénonienne à Roche-Chevalière et qui ont probablement encore joué après le dépôt des dernières couches nummulitiques de cette série ultra-condensée ¹⁷².

¹⁷² La série de la klippe de Roche Chevalière comporte un soubassement de quartzites conglomératiques (Werfénien et Permien) transgressé directement par des calcaires jurassiques épais au plus d'une dizaine de mètres ; vient ensuite une croûte de fer sous quelques décimètres de calcaires néocrétacés-paléocènes surmontés par un banc calcaire détritique à petites Nummulites d'âge éocène indéterminé (Mme Y. GUBLER, 1953). Cette série évoque celle de la zone d'Acceglio.

Parfois, au contraire, il atteint un degré de complication extrême : tel est le cas de la klippe du Lan (= Chapeau de Gendarme, au Sud de Barcelonnette, à série voisine de celle des Séolanes) où l'élément structural de base est un pli conique à très fort plongement vers l'Est, dessiné par la dalle des calcaires blancs du Jurassique supérieur (J.-L. PATRIS, 1968), ainsi que la klippe de la Montagne (= Escouréous) qui est un synclinal complètement aplati (D. SCHNEEGANS, 1938, p. 263) (fig. 89).

D) INTERPRÉTATION.

En fin de compte, il semble que l'entraînement de ces lambeaux de poussée a été commandé par leur cohérence initiale (compétence de la série sans niveau de décollement : le cas de Roche-Chevalière en est le plus typique) ou par une « préstructuration » (structure plissée) rendant solidaires les uns des autres des niveaux qui ne le sont généralement pas (série du Lan, du Lias au Nummulitique).

Ils proviennent donc d'un domaine assez vaste, couvrant une grande partie du Briançonnais et du Subbriançonnais, qui devait déjà être suffisamment plissé et érodé pour que des séries inverses (Grande Séolane) ou des éléments de semelle siliceuse aient pu être cisailés par la nappe du Parpaillon dont le rôle moteur ne peut donc pas être nié.

Il faut remarquer cependant que ce jeu de rabotage et de cisaillement a intéressé un secteur plus interne que l'Embrunais-Ubaye actuel.

J'ai montré par ailleurs que ce rôle moteur ne peut en aucune façon être invoqué pour expliquer la mise en place et la structure des unités subbriançonnaises, puisque le Flysch du Parpaillon ne se relie aucunement au Flysch de l'Autapie.

Dès lors, la réduction d'épaisseur ou l'absence de ce Subbriançonnais au NE d'une ligne Orcières - Savines - Barcelonnette - col de la Cayolle ne peut pas être mis sur le compte d'un effet de cisaillement par la nappe du Parpaillon, puisque aucun lambeau de poussée issu de ces séries déjà plissées et par là même cohérentes n'est observable au SW de cette ligne.

Il faut donc admettre qu'en avant du Briançonnais tout du moins, la surface de contact de la nappe du Parpaillon est essentiellement une surface d'aplanissement.

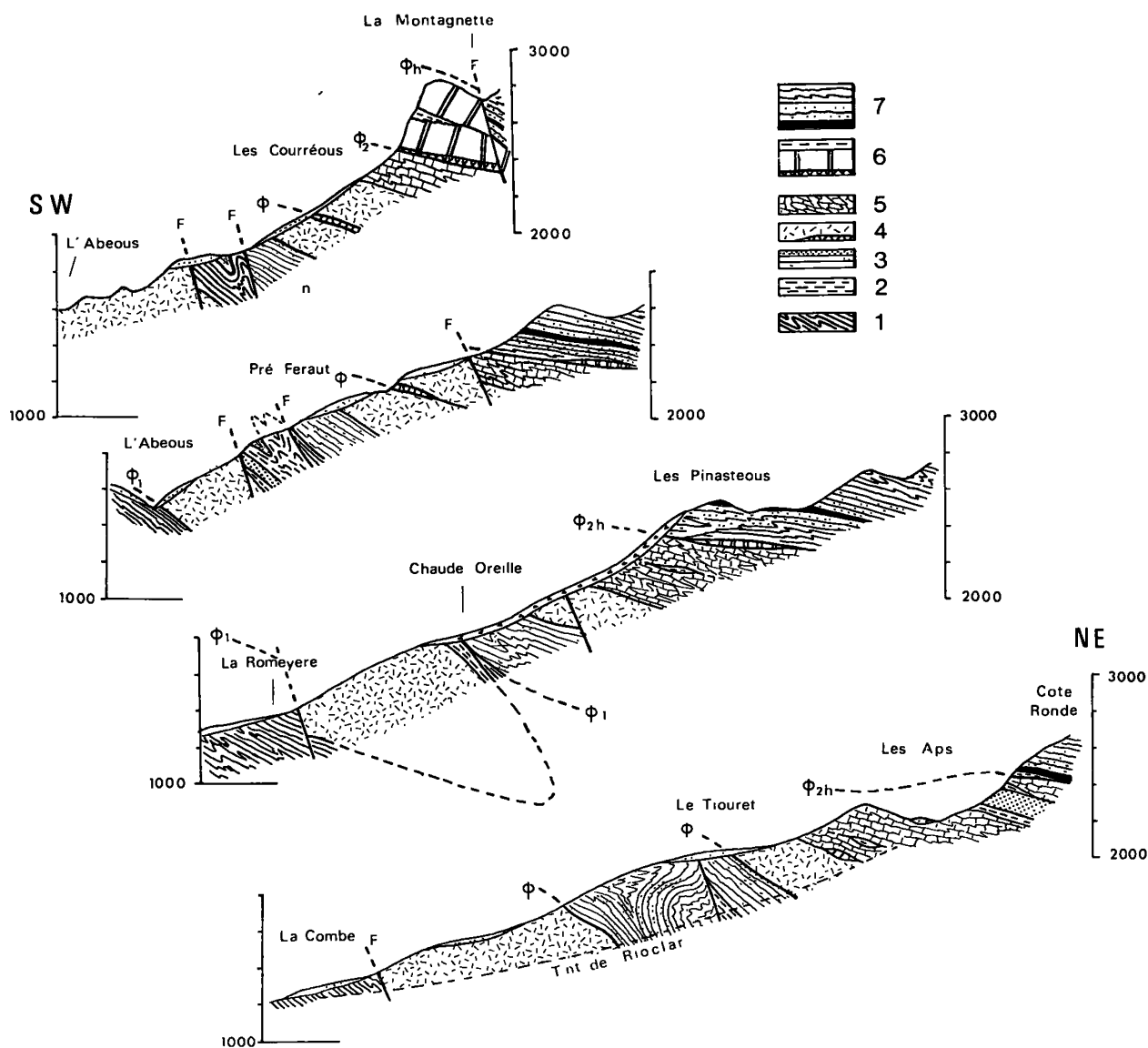


Fig. 89. — Structure de la terminaison nord-occidentale de la Fenêtre de Barcelonnette entre les massifs du Morgon et du Parpaillon.

Autochtone et parautochtone : 1, Terres noires (Oxfordien). — *Unités subbriançonnaises* (prolongement probable de la nappe du Pelat) : 2, Calcaires planctoniques (Néocrétacé - Paléocène, avec enduit local de microconglomérats priaboniens); 3, Flysch sombre priabonien. — *Nappe de l'Autapie* : 4, Flysch dissocié avec écaïles basales; 5, Flysch à Helminthoïdes normal. — *Nappe du Parpaillon* : 6, Ecaïlle basale de la Montagnette (cargneules, calcaires à diplopores de l'Anisien, calcaires planctoniques néocrétacés); 7, Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon, avec schistes de base, grès de l'Embrunais et ensemble à dominante calcaire.

On note que ce versant est localement formé uniquement de divers flyschs empilés; les recouvrements de moraine et de terrains glissés sont importants.

Les déformations de cette surface sont minimales par rapport à celle qui sépare l'Autochtone de l'ensemble des nappes et affectée, comme je l'ai indiqué précédemment (p. 151), par des plis intenses accompagnés de schistosité datant probablement de la limite Oligocène-Miocène, par comparaison avec la région de Barles au Nord de Digne.

Elle s'étend à l'horizontale, vers 2 300 m d'altitude, au SW d'une ligne Restefonds - col des Orres et s'abaisse un peu en Embrunais occidental (2 000 m aux Autanes). Au NE, elle s'enfonce progressivement avec l'ensemble des structures dans la zone de « suction » au front du Briançonnais. Enfin, elle se relève en bordure des massifs de l'Argentera et du Pelvoux : une coupe longitudinale reliant ces deux massifs montre alors une très nette discordance angulaire entre les deux surfaces tectoniques majeures des nappes ; cette discordance est manifestement liée à une *surrection de ces massifs avant l'arrivée de la nappe du Parpaillon*, surrection qui s'est affirmée ultérieurement au cours du Miocène (fig. 90).

La surface d'aplanissement supportant la nappe du Parpaillon se serait modelée avant le Burdigalien qui, près de Barles, est largement discordant sur la Molasse rouge oligocène.

En conséquence, *la nappe du Parpaillon se serait mise en place, en Embrunais-Ubaye, au début du Miocène*, lors des premiers mouvements de soulèvement intéressant le Pelvoux.

Le soulèvement de l'Argentera ayant probablement débuté dès la fin du Crétacé, et s'étant accéléré après le Lutétien, était sans doute déjà pratiquement achevé : on aurait ainsi une explication à la virgation et à l'empilement anormal des plis de la nappe du Parpaillon à proximité de ce massif qui aurait là joué le rôle de butoir.

5) Conclusion.

On en arrive donc à l'idée de l'existence, au début du Miocène, d'une large dépression entre l'Argentera et le Pelvoux primitif, dépression qui aurait permis à la nappe du Parpaillon, restée jusqu'alors sur le Briançonnais, de terminer sa mise en place épiglyptique sur le domaine externe.

C'est d'ailleurs dans le conglomérat de base du Burdigalien (moyen ou supérieur ?) d'Esclançon que les premiers galets vraiment abondants de

Flysch à Helminthoïdes, accompagnés de toutes les roches alpines, font leur apparition ¹⁷³.

V. — Déformations tardives affectant l'ensemble de l'Embrunais-Ubaye.

Ces déformations affectent l'ensemble des nappes et l'Autochtone, et conditionnent largement les rapports de l'Embrunais-Ubaye avec la zone briançonnaise.

Elles consistent en mouvements souples (plis, gauchissements) et en accidents cisailants.

1) Mouvements de gauchissement.

Ces mouvements sont en rapport avec le soulèvement des massifs cristallins externes et avec l'individualisation d'une zone de serrage et de « suction » au front du Briançonnais.

A) SOULÈVEMENT DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES.

Il se traduit par la remontée axiale de toutes les structures aux abords du Pelvoux et de l'Argentera et, de manière moins nette, sur le pourtour du Dôme de Rémollon.

Cette remontée est particulièrement forte au Nord d'Orcières, où le lobe de wildflysch d'Orcières pend de 20° environ vers le Sud.

Un transynclinal général de nappes se situe ainsi en Embrunais occidental, sur l'axe WSW-ENE joignant Piolit à St-Clément. Il est parfaitement mis en évidence par les plongements axiaux des plis de la nappe du Parpaillon aux environs de Réallon.

Un autre transynclinal moins marqué existe de même à l'aplomb du massif du Parpaillon ; mais sa structure est contrariée au SW par les très importantes déformations de l'Autochtone et du Sub-

¹⁷³ Dans les conglomérats sannoisiens de Barrême, on ne connaît au contraire que quelques rares roches *piémontaises ou ligures* (roches vertes, radiolarites et calcaires à Helminthoïdes), ce qui permet de penser qu'un manteau de ces nappes primitives masquait, à cette époque, les domaines briançonnais et sub-briançonnais. On peut en effet penser que les schistes piémontais (futurs schistes lustrés) ont commencé à se mettre en place sur l'arrière de la zone briançonnaise à la fin du Priabonien, au moment où la nappe de la Simme-Autapie arrivait dans le bassin nummulitique bordant cette zone à l'Ouest.

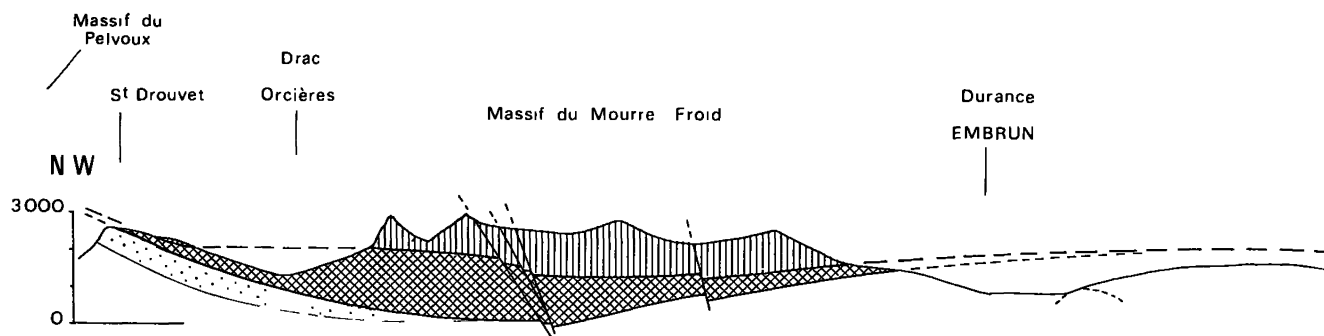


Fig. 90. — Coupe longitudinale très schématique de

Autochtone : croix : socle ; blanc : couverture mésozoïque ; points : nummulitique. — *Nappes* : croisillons : unités subbriançonnaises et nappe de l'Autapie ; hachures verticales : nappe du Parpaillon. — TP, Terres Plaines ; FT, Failles du faisceau de la Tinée.

briançonnais, auxquelles échappe la nappe du Parpaillon, et qui sont donc antérieures à sa mise en place et se situent vers la fin de l'Oligocène.

J'ai montré que ces mouvements de soulèvement des massifs cristallins externes ont probablement débuté avant la mise en place de la nappe du Parpaillon, très tôt en ce qui concerne l'Argentera (dès la fin du Crétacé) et probablement plus tardivement au Pelvoux¹⁷⁴. Il est toutefois admis que l'essentiel de cette surrection de l'axe cristallin externe s'est déroulé pendant la fin du Miocène. En ce qui concerne le Dôme de Rémollon, on doit admettre que son soulèvement, fort peu esquissé il est vrai, est postérieur à la substitution partielle de couverture qu'il a subie lors de l'avancée du chevauchement de Digne - Barles - Turriers, c'est-à-dire postérieure au Pontien.

B) SOUS-CHARRIAGE AU FRONT DU BRIANÇONNAIS.

Sur leur versant NE, les massifs cristallins externes s'enfoncent rapidement sous leur couverture et sous les nappes dont les contacts tendent à se redresser généralement à plus de 45° ; des renversements sont même observés au droit de Sambuco, en arrière de l'Argentera.

Or ce phénomène d'enfoncement général des structures s'observe également dans les deux coupes offertes par la vallée de l'Ubaye et de la Durance ; dans cette dernière, la nappe du Parpaillon montre un pédoncule synclinal très étroit, qui résulte

manifestement de l'exagération de l'ultime structure synclinale qui caractérise la marge interne de cette unité, de la Tête de Vautisse au NW, au col de Larche au SE. En rive droite de la Durance, l'abaissement axial subi par ce pli est au minimum de 2 000 m en 10 km et il n'est dû qu'en très faible proportion au relèvement du socle de la boutonnière de Dourmillouse, puisque sur l'axe Vautisse Fouran l'abaissement du contact basal de la nappe n'est que de 400 m environ pour 9 km.

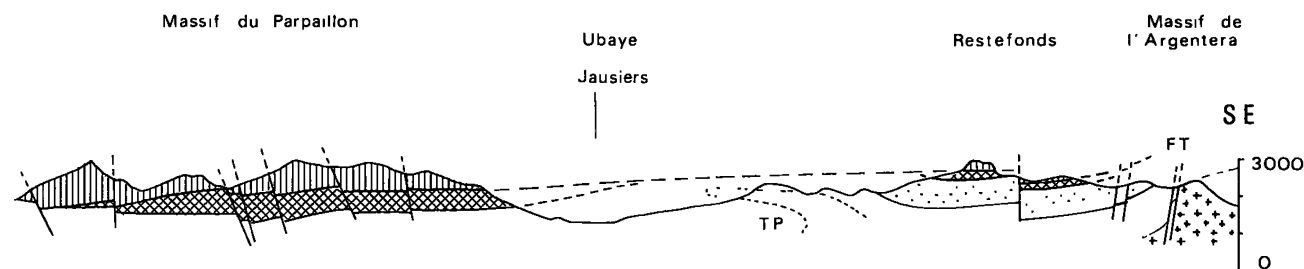
On ne sait évidemment pas ce qui se passe en profondeur entre la Durance et l'Ubaye, mais l'abaissement axial continu des structures du Flysch à Helminthoïdes depuis le col de Larche en direction du NW, mal compensé par quelques failles normales, permet de penser que la base de la nappe du Parpaillon arrive dans ce secteur à une cote égale ou inférieure à 0 m, ce qui implique une profondeur encore plus considérable pour le toit de l'Autochtone.

Sachant que la base de la nappe du Parpaillon affleure immédiatement au NE pour se retrouver à des cotes supérieures à 2 500 m sur le Briançonnais, on doit donc admettre que cette nappe a été aspirée dans la cicatrice séparant le Subbriançonnais (sur lequel elle repose à St-Clément) du Briançonnais contre lequel elle s'adosse.

La seule interprétation que l'on puisse donner à un tel mouvement est celle d'un *sous charriage de l'Autochtone (et des nappes le recouvrant) vers le NE sous le Briançonnais*.

Le resserrement du domaine compris originellement entre ces deux grands ensembles aurait ainsi

¹⁷⁴ L'orogénèse « antépriabonienne » non comprise.



Embrunais - Ubaye, des bordures du Pelvoux à l'Argentera.

Cette coupe montre la discordance angulaire générale entre les deux grands ensembles charriés, particulièrement visible sur la bordure méridionale du Pelvoux.

permis la mise en place des unités briançonnaises du massif de Gaulent, sur l'arrière de la nappe du Parpaillon, et la formation des structures énigmatiques de la crête de Vars par rétrocharriage des parties frontales du Briançonnais sur le flysch qui en borde la masse principale, ainsi que le pense M. GIDON (1966).

On expliquerait ainsi la présence de microplis indiquant un déversement vers le NE dans les schistes du Complexe basal de la nappe du Parpaillon en Ubaye et près de Larche.

Il est possible que l'intense schistosité et le léger métamorphisme qui se manifeste aussi bien dans les séries briançonnaises que dans la nappe du Parpaillon tout au long de cet axe relève de cet événement tardif succédant immédiatement à la mise en place de cette nappe sur l'Embrunais-Ubaye, et qui a donc accompagné le soulèvement et la contraction de la zone briançonnaise.

C'est à cette phase qu'il faut probablement rapporter l'ultime chevauchement de la digitation briançonnaise du Brec de Chambeyron sur le Flysch à Helminthoïdes à dominante gréseuse du col de Stoppia, dans le haut vallon de Fouillouse¹⁷⁵ (pl. XI).

¹⁷⁵ Le « Complexe de base » pincé au mur de la nappe de Peyre Haute, au Nord de St-Crépin, représente probablement des témoins de la pseudo couverture de Flysch à Helminthoïdes installée avant le paroxysme sannoisien au toit de diverses unités briançonnaises.

2) Mouvements cisailants (fig. 91).

La singularité de l'Embrunais-Ubaye, vis-à-vis des régions-sœurs où le phénomène « Flysch à Helminthoïdes » est également dominant, réside dans la présence d'un réseau de fractures très fourni, dont on ne comprend pas comment il a pu échapper aux observations de chercheurs avertis comme D. SCHNEEGANS ou même M. LATREILLE¹⁷⁶.

Postérieures à l'empilement des nappes sur l'Autochtone, qu'elles recoupent avec celui-ci, la plupart des fractures reconnues en Embrunais-Ubaye sont des failles normales obliques méridiennes à regard est, qui tendent toutes à s'amortir ou à s'interrompre vers le Nord, à proximité ou à la rencontre d'un très grand accident sensiblement parallèle à la bordure du Briançonnais, dont la signification est différente (faille de la Durance, faille de Serenne - Bersezio).

A) FAILLES NORMALES.

Les directions de ces failles couvrent en fait un large éventail compris entre N 20° E et N 180° E.

Il est possible d'y distinguer 4 faisceaux :

¹⁷⁶ D. SCHNEEGANS avait cependant remarqué des rejets verticaux accidentant la base du Flysch à Helminthoïdes sur le pourtour du Parpaillon ; il semble qu'il les ait attribués à des tassements superficiels en liaison avec la dissolution des masses gypseuses des écaïles (1938, p. 308).

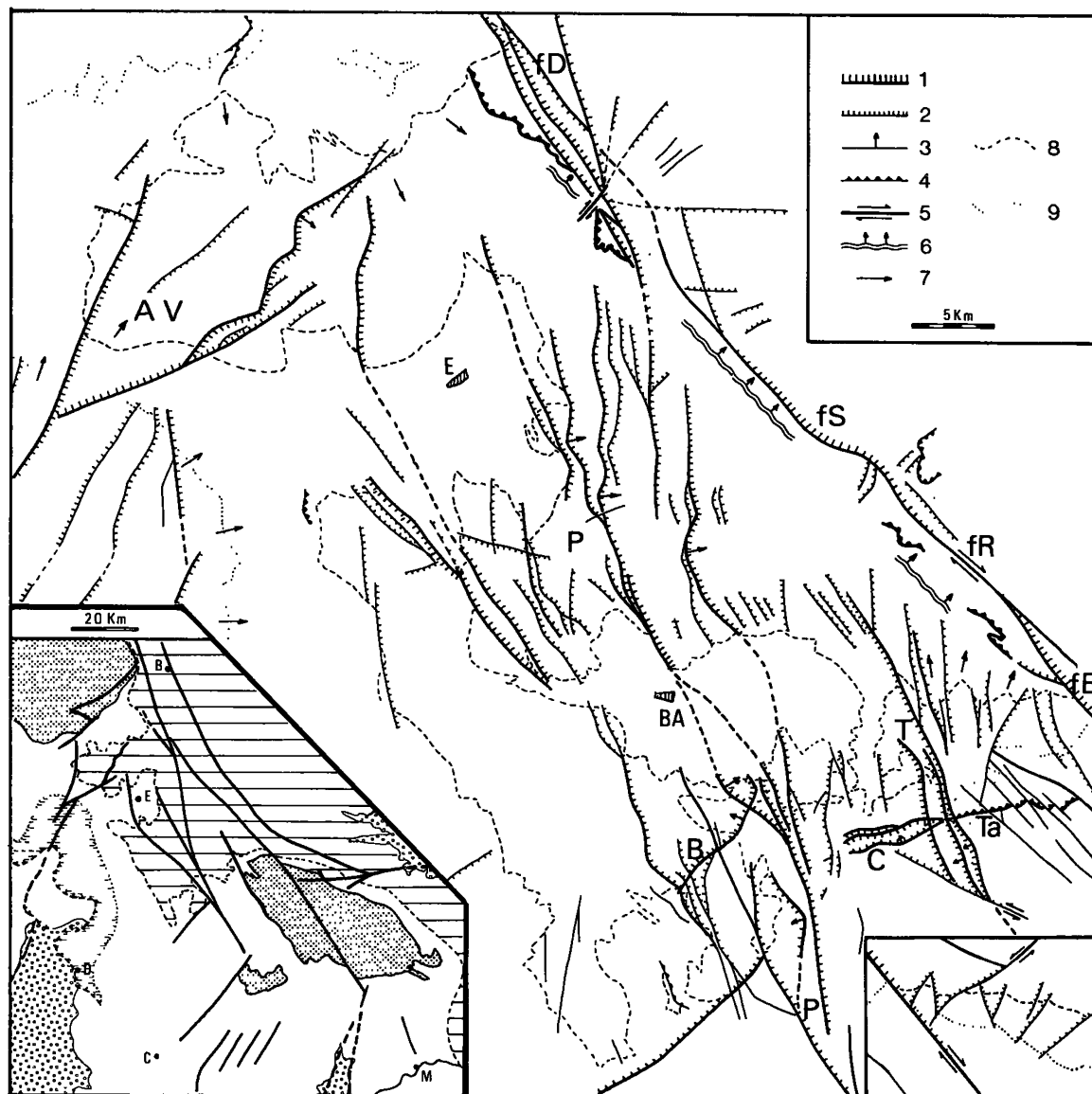


Fig. 91. — Déformations tardives « post-nappes » de l'Embrunais - Ubaye (Mio-Pliocène).

1, Faille normale importante (rejet vertical supérieur à 200 m) ; 2, Faille normale secondaire (rejet inférieur à 200 m) (compartiment abaissé du côté des hachures) ; 3, Faille très oblique ; 4, Faille inverse, chevauchement ; 5, Décrochement, faille de coulissage ; 6, Zone de « suction » ; 7, Pendage général des unités lié aux déformations tardives ; 8, Limite des nappes ; 9, Limite des dômes tardifs.

E, Embrun ; BA, Barcelonnette ; FD, Faille de la Durance ; FS, Faille de Serenne ; FR, Faille du Roburent ; FB, Faille de Bersezio. — Faisceaux : AV, de l'Avance ; P, du Parpaillon ; B, de Bouchiers ; CTa, de Colombart Tortissa ; T, de la Tinée.

CARTOUCHE : Failles importantes de la partie méridionale des Alpes occidentales.

Hachuré large : nappes. — Pointillé : massifs cristallins externes. — Hachuré serré : dôme de Rémollon limité à l'W par le chevauchement de Digne. — Cercles : bassins subsidents post orogéniques.

B, Briançon ; E, Embrun ; D, Digne ; C, Castellane ; M, Menton.

a) *Faisceau de l'Avance*¹⁷⁷.

En Embrunais occidental, la série de failles qui traverse le massif de Piolit-Chabrières et vient se perdre aux environs du col des Terres Blanches est issue du Dôme de Rémollon ; ce « *faisceau de l'Avance* » est responsable de l'effondrement médian du dôme et se relie probablement à un accident de socle permettant à ce dernier de « poinçonner » le Lias effondré (R. BARBIER et O. GABRIEL, 1959). Il ne m'est toutefois pas possible d'admettre la chronologie proposée par ces auteurs selon lesquels cet effondrement « serait contemporain de la période de subsidence du Nummulitique » (?) : affectant l'ensemble des nappes (avec un rejet vertical de l'ordre de 400 m dans le Flysch à Helminthoïdes pour l'une des failles), ce faisceau est manifestement postérieur à l'Oligocène et, en tout cas, post-riabonien.

b) *Faisceaux de Bouchiers et de Colombart-Tortissa*.

En Ubaye méridionale et orientale, les faisceaux de Bouchiers et de Colombart-Tortissa, orientés respectivement N 40° et N 80°, n'ont probablement pas la même signification.

Le premier détermine une sorte de graben sur la dorsale du Pelat, où sont ainsi conservés d'importants affleurements de Flysch dissocié et plusieurs klippes dépendant probablement des écailles basales de la nappe du Parpaillon ; affectant le Tithonique des anticlinaux de la vallée de Bouchiers et de la fenêtre de Fours, il se perd dans les Terres noires de la fenêtre de Barcelonnette. La curieuse faille NE-SW qui limite les nappes au lac d'Allos s'aligne parallèlement à ce faisceau. Elle a manifestement joué en deux temps, avant et après la mise en place des nappes, ainsi qu'en témoigne une écaille de calcaires planctoniques fichée verticalement entre les deux compartiments de Grès d'Annot au col des Tours (ou de l'Encombrette) au Sud du lac.

Le *faisceau de Colombart, au Sud de Restefonds*, limite un graben est-ouest, découpé dans la carapace de Grès d'Annot de la haute Tinée.

Vers l'Est, ces failles convergent dans la vallée de la Tinée malheureusement encombrée d'éboulis,

de sorte qu'il est difficile de juger de leur prolongement au-delà de Bouzieyas, dans le Cristallin de l'Argentera.

Toutefois, le passage d'un accident à cet endroit pourrait expliquer le fait que la surface antétriasique du cristallin se retrouve à plus haute altitude au Nord de la Tinée (au Mont des Fourches) qu'au Sud (pentes nord de Las Planas), malgré l'ennoyement du massif vers le NNW qui supposerait le phénomène inverse.

Il se trouve justement que, plus à l'Est, le massif de l'Argentera comporte une structure « synclinale » transverse, soulignée par les affleurements de Trias inférieur et moyen de Tortissa. Déversée vers le Sud au niveau du Muschelkalk, cette structure s'accompagne manifestement d'un écaillage de socle qui chevauche partout les quartzites du flanc inverse ; ces derniers apparaissent en cicatrice dans le Cristallin, en rive gauche de la Tinée, nettement plus bas que ne le décrit J. VERNET (1965 et 1967), à 200 m environ à l'Est du hameau du Pra, de sorte que cette cicatrice vient exactement dans le prolongement des failles de Colombart et a originellement la même signification d'un graben ultérieurement déformé.

Ce faisceau de Colombart-Tortissa, issu du socle, est antérieur au faisceau de failles méridiennes longitudinales qui le recoupent et le décrochent vers le Sud en territoire italien.

c) *Le faisceau du Parpaillon*.

Ce faisceau à l'allure d'éventail est particulièrement bien visible dans le massif du Parpaillon, tout du moins sur sa bordure méridionale ; il est en partie responsable de l'élévation rapide des contacts de nappes à l'Ouest de Jausiers ; vers le Sud, il se concentre sur deux ou trois accidents majeurs connus antérieurement dans la région de la Cayolle et du haut Var (Mme Y. GUBLER, 1952) et qui se poursuivent vers le SE jusqu'aux abords du Dôme de Barrot, sans toutefois affecter de manière directe le Permien de ce dôme.

Le rejet de ces failles est à composante essentiellement verticale, autant qu'on puisse en juger d'après l'observation des stries des miroirs, dont certains sont parfaitement exposés à Restefonds ; il faut remarquer cependant que la subhorizontalité ou le plongement modéré des structures de toute cette région ne permet peut-être pas de mettre

¹⁷⁷ L'Avance est une petite rivière affluente de la Durance, qui traverse le Dôme de Rémollon du Nord au Sud et longe le pointement cristallin de St Etienne-d'Avançon.

en évidence une composante horizontale éventuelle, qui serait de toute manière minime.

A la traversée de la fenêtre de Barcelonnette, J. PLAN (1968) a montré qu'elles se traduisent par des flexures dans la série des Terres noires jurassiques. Il en est de même dans la demi-fenêtre d'Embrun (J.-L. PAIRIS, 1965).

Au Nord, la plupart de ces failles s'amortissent sur la marge interne de la nappe du Parpaillon. L'une d'entre elles au moins rejoint toutefois l'accident de la Durance au Sud de Guillestre.

En fin de compte, le rôle principal de ce faisceau est de contrarier et d'annuler l'abaissement axial général des unités structurales d'Est en Ouest.

C'est à ce titre que l'on peut dire que sur sa bordure orientale la demi-fenêtre d'Embrun a l'aspect d'un horst ¹⁷⁸.

d) *Le faisceau de la haute Tinée.*

Ce faisceau, dont fait partie la faille du Camp des Fourches, reconnue dès 1955 par A. FAURE-MURET, dénivelée de plus de 1 500 m la carapace nummulitique et les nappes du pourtour NW de l'Argentera entre le Lausannien et Restefonds. On y reconnaît trois failles principales, à regard ouest ; deux d'entre elles affectent le socle de l'Argentera près de Bouzieyas et contribuent à favoriser la surrection de ce massif, ainsi que l'a décrit J. VERNET (1967). Il est toutefois probable que ces accidents se poursuivent vers le SE jusqu'aux abords de Saint-Etienne-de-Tinée au moins ; un décrochement sénestre tardif les affecte au droit de Saint-Dalmas-le-Selvage.

A l'Est du Camp des Fourches, le jeu de ces accidents est contrecarré par un système en touches de piano, décrit dans l'Autochtone par C. STURANI (1962, p. 143) et qui s'amortit vers le Nord dans la nappe du Parpaillon (pl. V et X) ; ces failles superficielles traduisent principalement un rajustement en banquise de la carapace calcaire et gréseuse sus-jacente aux Terres noires jurassiques. Près de Bersezio cependant, certaines d'entre elles descendent jusqu'au socle.

¹⁷⁸ On rejoint ainsi, en quelque sorte, les idées formulées au siècle dernier par E. GORET, pour qui tous les contacts anormaux étaient des failles verticales... mais curvilignes.

Il faut remarquer également que ces failles disparaissent, au Nord, à la verticale de la « zone de succion » frontale du Briançonnais, où on peut penser que le socle de la zone externe est à plus de 2 000 m sous la surface du sol.

B) LA GRANDE FAILLE DE LA BORDURE INTERNE DE L'EMBRUNAIS - UBAYE : FAILLE DE LA DURANCE SERENNE - ROBURENT - BERSEZIO (pl. XIII et fig. 46).

L'existence d'une faille tardive importante affectant la bordure de la zone briançonnaise à l'Ouest de Guillestre a été reconnue dès 1953 par J. DEBELMAS (faille de la Durance). Par la suite, M. GIDON (1959-1962) mettait en évidence une faille du même type, entre Fouillouse et les lacs de Roburent ¹⁷⁹ (faille du Roburent), dont C. STURANI (1962) montrait la continuité vers le Sud-Est, au-delà de Bersezio jusqu'au socle de l'Argentera abaissé de plus de 1 000 m de part et d'autre de la Stura, au niveau du défilé des Barricate (faille de Bersezio).

J'avais entre-temps observé les traces d'un faisceau d'accidents plus ou moins rectilignes de nature incertaine dans les flyschs sombres de la région comprise entre Serenne et Vars (C. K., 1963) ; mais ce n'est qu'après avoir reconnu la position stratigraphique profonde des « Schistes de Serenne » que j'étais amené à envisager l'existence d'un accident subvertical à regard nord-est, d'un rejet vertical de plus de 500 m, passant par Serenne et qui était donc aligné sur la faille limitant au Sud-Ouest le fossé de Fouillouse et prolongeant celle de Bersezio.

Avec la faille de la Durance, cette faille de Serenne fut d'abord interprétée comme une faille normale à rejet vertical ; il semblait d'ailleurs que la faille de la Durance venait se disperser et s'amortir vers le Sud, dans le faisceau du Parpaillon, et n'avait aucune relation avec celle de Serenne.

Cependant, depuis que J. VERNET (1967 *b*) a montré que la faille de Bersezio traverse tout le massif de l'Argentera, il faut admettre que la faille de Serenne est en réalité une faille de décrochement (ou de coulissage) dextre, dont le rejet horizontal est de l'ordre de 3 km entre l'Ubaye et la Stura.

Ce rejet correspond au décalage cartographique du contact Cristallin - couverture autochtone de part et d'autre des Barricate, de même qu'à celui de la surface de chevauchement (considérée à une même altitude) des klippen de Grès de l'Embrunais, de la Tête de la Courbe et de Roche Blanche,

¹⁷⁹ 3 km à l'Est du col de Larche.

surface fortement pentée au Nord-Ouest par suite de l'abaissement axial général dans cette direction.

L'importance régionale de cet accident, affectant tout l'édifice alpin depuis le socle de la zone externe jusqu'à la nappe la plus élevée et qui se suit sur plus de 70 km entre Saint-Martin-Vésubie et l'Ubaye, permet de penser qu'il se raccorde au faisceau de la Durance dont la signification pourrait donc être similaire.

Malheureusement les mauvaises conditions d'observation qui prévalent dans le pays de Vars encombré par une multitude de glissements de terrain ne permettent pas d'observer ce raccord de manière péremptoire.

Il est toutefois possible que les affleurements de « Complexe de base », insérés de manière énigmatique dans le flysch briançonnais du bassin de Guillestre au Sud de cette localité, jalonnent un accident important qui se poursuivrait au-delà de la Durance par la faille limitant le môle de Champcella en bordure du torrent de Tramouillon à l'Est du Ponteil, et dont l'amplitude paraît avoir été sous-estimée¹⁸⁰.

Cette faille assurerait donc le relais avec celle de la Durance, non pas à Réotier, mais un peu plus au Nord au droit de Saint-Crépin.

La faille de la Durance étant interprétée comme un accident coulissant postérieur à la mise en place des nappes, il devient plus facile de comprendre les étirements intenses qu'elle suscite à son passage, ainsi que la sismicité permanente qu'elle engendre sur son tracé, de même que la faille de Serenne¹⁸¹.

La participation du socle profond est attestée par la présence d'un affleurement de « granite » avoisinant les sources thermo-minérales de Plan de Phasy. Cet affleurement, emballé dans une enveloppe de gypses, a été jusqu'à présent considéré successivement comme une écaille de socle « ultra-

dauphinois », puis « subbriançonnais » (J. DEBELMAS, 1955, 1965). Elle est en tout cas étroitement associée à un cortège de schistes violacés, de conglomérats à faciès « Verrucano » et de quartzites évoquant la série permo-triasique briançonnaise, qui devait de toute manière exister également dans les tréfonds subbriançonnais¹⁸².

3) Conclusion.

Les déformations tardives subies par l'Embrunais-Ubaye se rapportent donc à deux phénomènes tout à fait différents :

— Les mouvements de gauchissement et le sous-charriage au front du Briançonnais, qui se situent au cours du Miocène, sont l'héritage direct des multiples « phases » responsables de l'édification des structures de cette région au cours du Tertiaire ;

— Les déformations cisailantes, qui seules peuvent vraiment être qualifiées de « posthumes », pour reprendre un terme employé par Mme Y. GUBLER, sont en relation avec des rajustements de socle dont probablement seuls des échos parviennent jusqu'aux superstructures.

Ces rajustements s'intègrent aux déformations plio-quaternaires subies par l'Arc alpin.

Leur rôle exact dans le domaine interne, qui a été jusqu'à présent sous-estimé, reste à approfondir. En particulier, la faille de coulissage de Serenne paraît s'intégrer à une série d'accidents similaires et parallèles postérieurs aux charriages et dont on suit la trace vers le Nord jusqu'aux abords de la vallée de la Maurienne (J.-C. BARFÉTY *et al.*, 1968).

Il ne semble pas que le faisceau du Parpaillon soit le complément¹⁸³ de l'accident de Serenne : la composante horizontale du rejet de ces failles paraît en effet nulle.

On aurait donc, en Embrunais-Ubaye, deux systèmes d'accidents cisailants indépendants :

¹⁸⁰ C'est sur la lèvre occidentale de cette faille qu'ont été observées les brèches à petites Nummulites signalées précédemment (3^e partie) ; elles sont en contact à l'Est avec des écailles de matériel siliceux (Houiller, Permien et Werfénien) apparaissant sous la dalle de calcaires triasiques et jurassiques de Champcella ; on a donc là un rejet potentiel vertical égal à toute la hauteur de la colonne stratigraphique de la zone briançonnaise, soit un minimum de 1 000 m.

Des plis à axes verticaux peuvent d'ailleurs être observés dans le bassin de Guillestre, particulièrement sur la route de Gros au-dessus d'Eygliers. Ce type de plis accompagne généralement les accidents de coulissage.

¹⁸¹ A Serenne, la dernière secousse importante, ayant détruit des habitations, date de 1959.

¹⁸² Il pourrait donc s'agir d'un témoin du socle anté-westphalien sous une couverture permotriasique discordante et qui aurait, de ce fait, été entraîné par une nappe en l'absence du niveau de décollement constitué par la série carbonifère.

Ce n'est là qu'une simple hypothèse, qu'une étude pétrographique minutieuse — qui n'a pas été faite, à ma connaissance, depuis que P. TERMIER (W. KILIAN et P. TERMIER [1898]) a assimilé cet affleurement au « granite du Pelvoux » — pourrait peut-être confirmer.

¹⁸³ Au sens de N. J. PRICE, 1966.

- un système oriental ou interne, avec des cou-
lissages ;
- un système occidental ou externe, à rejet verti-
cal en touches de piano.

Les rapports de ces deux ensembles demeurent encore obscurs.

VI. — Conclusion : Cinématique générale de l'Embrunais-Ubaye (fig. 92, 93 et 94).

L'histoire tectonique de l'Embrunais - Ubaye commence donc au cours du Crétacé supérieur et s'est poursuivie durant presque tout le Tertiaire, avec les événements suivants :

1) Phases préparatoires.

A) AU COURS DU SÉNONIEN, plissements de type Dévoluy entre la région du Parpaillon et le Pelvoux et début de surrection de la partie axiale de l'Argentera.

Dans le domaine subbriançonnais et briançonnais, la sédimentation des Calcaires planctoniques est localement troublée par le jeu des petites cordillères (failles ?) dont les débris s'accumulent surtout dans la « fosse » du Pelat-Sautron.

Dans le domaine du Flysch à Helminthoïdes se dépose un flysch réparti dans deux bassins. Des formations intermédiaires entre ce flysch et les Calcaires planctoniques se déposent peut-être sur la bordure occidentale de la fosse piémontaise.

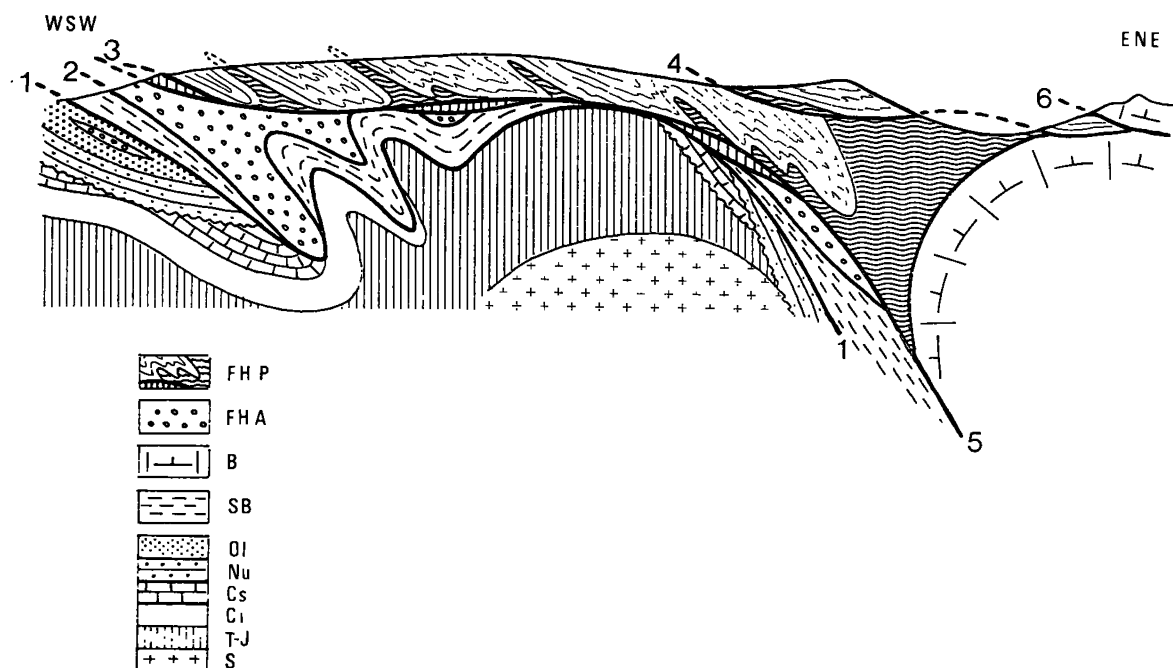


Fig. 92. — Schéma général de la structure de l'Embrunais-Ubaye.

FHP, Nappe du Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon (avec écailles basales) ; FHA, Nappe du Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie ; B, Zone briançonnaise ; SB, Unités subbriançonnaises. — *Autochtone* : Ol, Olisthostrome ; Nu, Nummulitique (principalement Grès d'Annot) ; Cs, Crétacé supérieur ; Ci, Néocomien et Aptien Albien ; T-J, Trias à Jurassique supérieur ; S, Socle cristallin.

Contacts anormaux majeurs : 1, Chevauchement basal général des nappes, très déformé (Stampien) ; 2, Chevauchement de la nappe de l'Autapie (contact initial Priabonien remobilisé à l'Oligocène) ; 3, Chevauchement de la nappe du Parpaillon (Miocène) ; 4, Chevauchement de la digitation du Crévoux-Pic (Miocène) ; 5, Sous-charriage de l'ensemble autochtone et des unités subbriançonnaises sous le Briançonnais (Miocène) ; 6, Chevauchement tardif de la digitation du Brec de Chambeyron.

Les mouvements éosénoniens et anté-nummulitiques de l'Embrunais septentrional ont été représentés dans la partie droite de la voûte générale des massifs cristallins. Ils devraient en réalité figurer sur un autre schéma tracé au Nord de celui-ci qui concerne surtout le secteur Ubaye.

Comparer avec fig. 6 (Première partie).

B) AU COURS DU PALÉOCÈNE, émergence du domaine externe et arrêt de la sédimentation dans le domaine du Flysch à Helminthoïdes qui se poursuit toutefois un peu plus tard dans le bassin interne (peut-être jusqu'à l'Eocène inférieur). Les Calcaires planctoniques continuent à se former dans le domaine briançonnais et subbriançonnais.

C) AU COURS DE L'EOCÈNE INFÉRIEUR A MOYEN, mouvements généralisés dans tous les domaines. Mais si des plissements notables affectent certaines parties du domaine externe (Barrême, Pelvoux), le

Subbriançonnais et le Briançonnais paraissent plutôt le théâtre de mouvements de blocs, à l'exception de leur marge externe où des plis se produisent en bordure d'une véritable chaîne mettant le socle permo-triasique à nu (chaîne du col de Tende - lac d'Allos - Pelat).

Dans le domaine « ultra », une tectonique intense et des soulèvements permettent le départ des nappes du Parpaillon sur les Schistes piémontais et de la nappe de l'Autapie. Cet ensemble va se diverticuler en cours de route, et la nappe

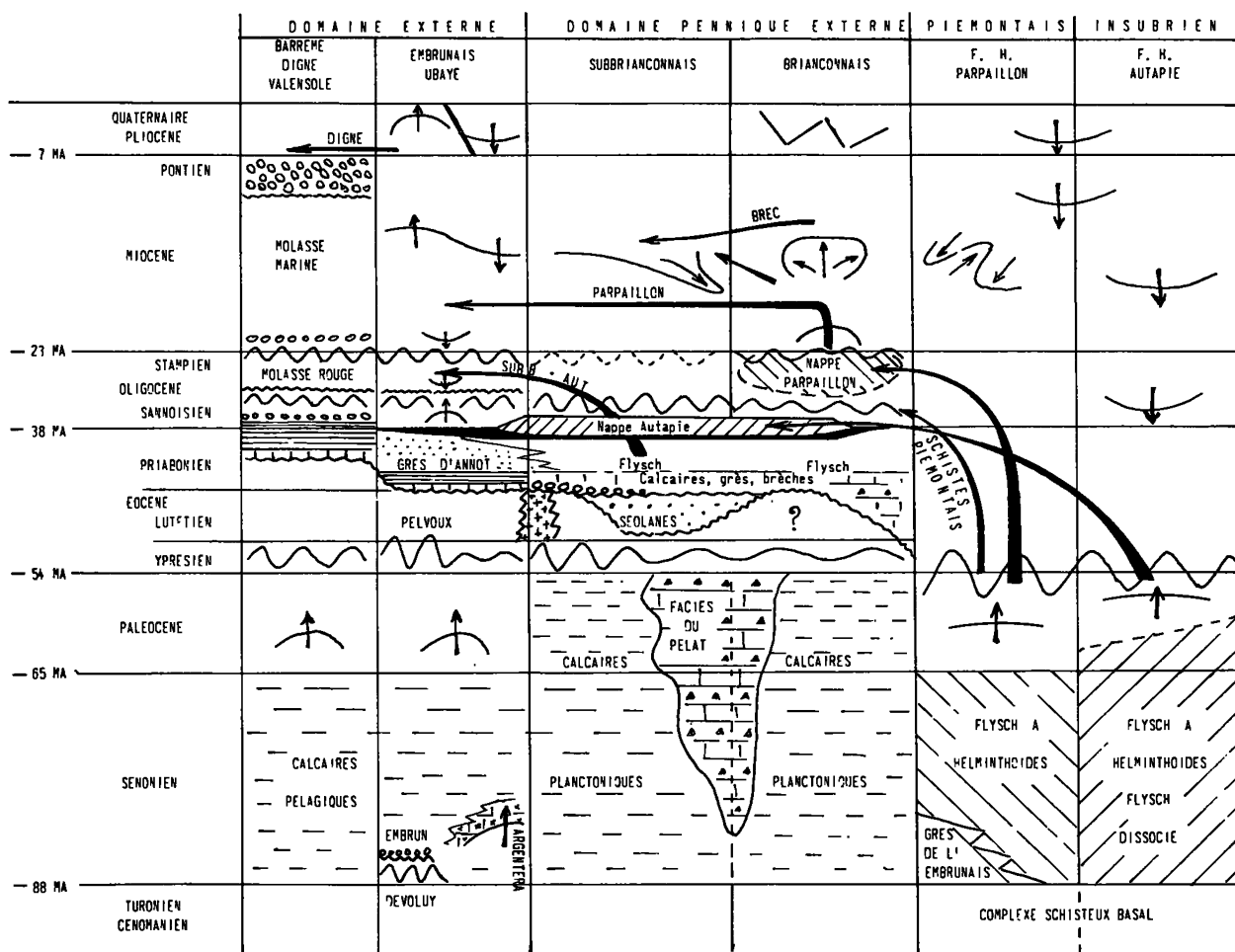


Fig. 93. — Tableau de l'évolution tectonogénétique de l'Embrunais Ubaye (depuis le Crétacé supérieur).

Trait fortement ondulé : plissement. — *Trait finement ondulé* : érosion, discordance. — *Trait en ligne brisée* : fracturation. — *Flèche verticale*, pointe en haut : soulèvement ; pointe en bas : affaissement. — *Flèche horizontale* : charriage. — *Flèche oblique* : déversement, renversement, sous charriage. — *En noir* : olistostromes.

de l'Autapie, que l'on peut imaginer comme supérieure, arrivera la première dans le domaine pennique externe.

2) L'ultime transgression marine.

Au cours du Lutétien, la transgression nummulitique s'effectue du Sud vers le Nord, de part et d'autre de l'Argentera. Elle atteint le domaine externe de l'Embrunais-Ubaye au début du Priabonien et aboutit à la formation d'un bassin d'abord compartimenté par des reliefs résiduels de l'orogénèse éocène, puis uniforme du domaine externe au Briançonnais interne.

3) Phases intermédiaires.

A) MISE EN PLACE D'UNE NAPPE PRÉCOCE SOUS-MARINE ¹⁸⁴.

A la fin du Priabonien, une onde de soulèvement qui se déplace d'Est en Ouest permet à la nappe de l'Autapie de glisser dans ce bassin qu'elle traverse en moins de 4 MA ; des lambeaux avant-coureurs de cette nappe arrivent jusqu'au futur Autochtone ; dans un domaine nord-oriental mal précisé, des mouvements importants affectent déjà le domaine pennique externe à la limite du futur Autochtone, de sorte que le bassin nummulitique d'Orcières reçoit une grande diversité d'olistholites en plus de la nappe de l'Autapie.

Le soulèvement général et ce premier train de nappes sous-marines contribuent à exonder totalement le bassin nummulitique.

B) LE DÔME DE BARCELONNETTE.

Au début de l'Oligocène, cette exondation s'accélère entre les domaines Pelvoux et Argentera où se forme le Dôme de Barcelonnette, activement attaqué par l'érosion. L'érosion commence également à détruire les superstructures du domaine pennique occupées par les nappes du Flysch à Helminthoïdes et la nappe des Schistes lustrés : leurs débris vont s'accumuler en bordure de la mer nummulitique expirant à Barrême (conglomérat à *Natica crassatina*).

4) Le paroxysme oligocène : Mise en place des nappes épiglyptiques.

A) CREUSEMENT DU DÔME DE BARCELONNETTE.

A la limite Sannoisien-Stampien, le Dôme de Barcelonnette, érodé, s'affaisse tandis que commence la surrection définitive des massifs cristallins externes, plus marqués à l'Argentera qu'au Pelvoux.

B) PREMIÈRE NAPPE ÉPIGLYPTIQUE.

Au Stampien, la dépression d'Embrun-Barcelonnette reçoit alors son premier contingent de nappes « sèches », formées de matériel subbriançonnais transportant la nappe de l'Autapie. Dans le reste du domaine pennique, les nappes briançonnaises, déjà ébauchées au cours du Sannoisien, achèvent leur mise en place et refluent localement vers l'Est sur les Schistes lustrés. La nappe du Parpaillon, restée en chemin dans un domaine difficile à situer, acquiert alors ses grandes structures anticlinales qui commencent à être érodées.

C) DÉFORMATIONS FINI-OLIGOCÈNES.

A la fin de l'Oligocène, une phase de plissements intenses affecte en Ubaye méridionale l'Autochtone et les nappes subbriançonnaises, tandis que s'amorce le soulèvement d'une dorsale sur l'axe Pelvoux - Argentera. Au cours de ces mouvements, l'Autochtone vient localement se renverser et chevaucher les unités charriées (bordure méridionale de la fenêtre de Barcelonnette), tandis que la nappe de l'Autapie se re-découle au-dessus des Schistes à blocs subbriançonnais.

L'érosion qui succède à cette crise fait disparaître une partie des nappes déjà empilées et dénude localement l'Autochtone, particulièrement sur la dorsale soulevée entre Pelvoux et Argentera ¹⁸⁵.

5) Phases tardives : Mise en place de la nappe du Parpaillon.

A) MISE EN PLACE DE LA NAPPE DU PARPAILLON.

Au cours du Miocène, le soulèvement du Briançonnais permet à la nappe du Parpaillon de glisser dans la dépression établie entre Pelvoux et Argentera.

¹⁸⁴ Que l'on peut éventuellement qualifier « d'humide ».

¹⁸⁵ Dans les Alpes, cette phase de la fin de l'Oligocène a jusqu'à présent été sous-estimée ou même ignorée. Elle est cependant générale dans les chaînes du pourtour de la Méditerranée, ou son importance a été soulignée à plusieurs reprises par L. GLANGEAUD (1956, 1962, 1966).

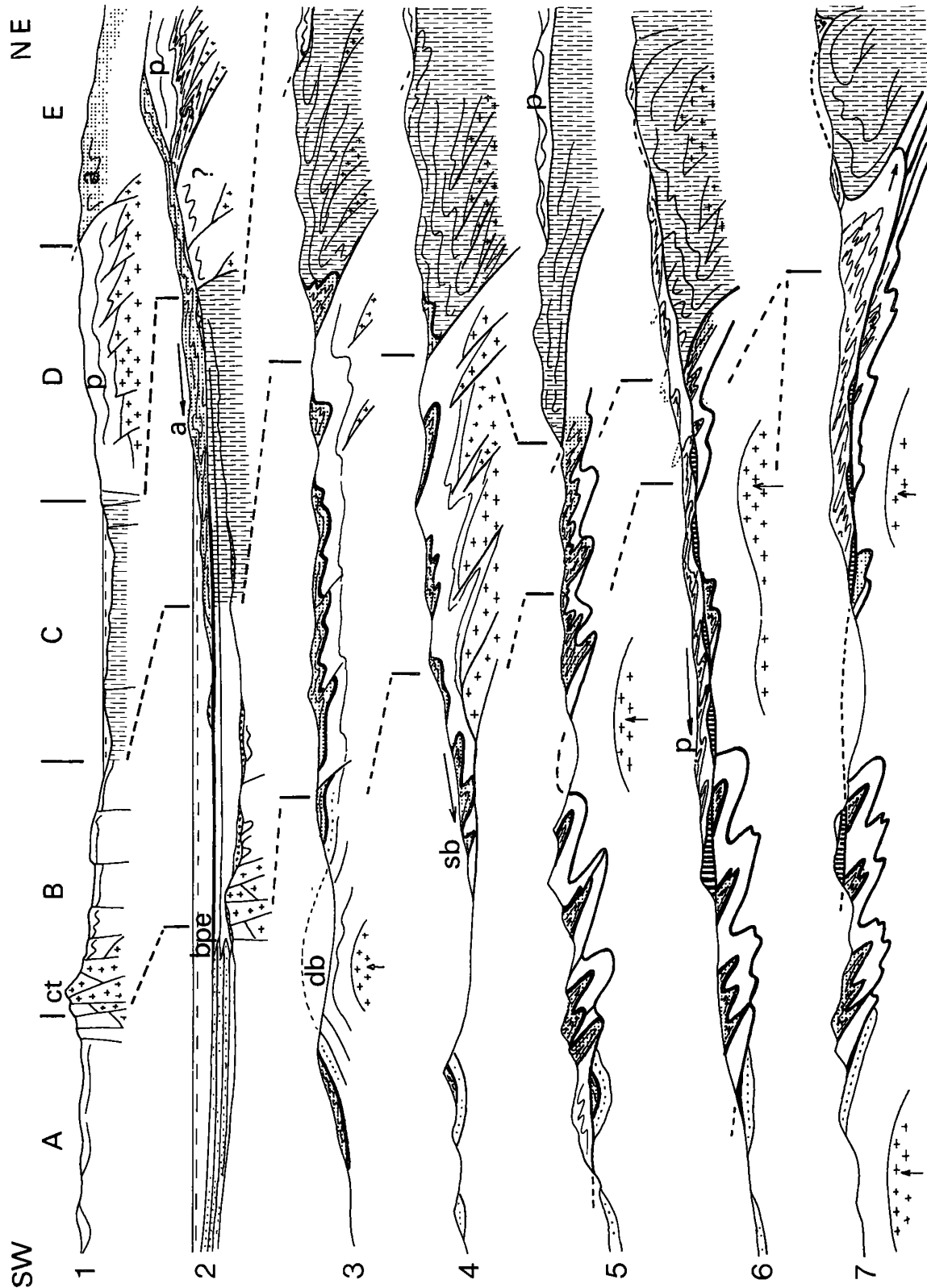


Fig. 94. — Schéma de l'évolution tectonogénétique de l'Embrunais - Ubaye pendant le Tertiaire.

A, Domaine externe (partie orientale), futur sousassement autochtone ; B, Domaine subbriançonnais ; C, Domaine briançonnais ; D, Domaine piémontais ; E, Domaine insubrien s. l.

1, *Éocène inférieur* : A, Continent subalpin méridional ; B, Mosaïque subbriançonnaise, avec Cordillère tendasque (ct) ; C, Briançonnais partiellement immergé ; D-E, en cours de soulèvement, avec début de la tectogénèse (écaillage de socle, décollement des couvertures). — 2, *Priabonien supérieur* : Mise en place de la nappe de l'Autapie (a) dans le bassin pennique externe (bpe) ; Individualisation de la nappe du Parpaillon (p) et des futurs Schistes lustrés (s). — 3, *Sannoisien* : Soulèvement du Dôme de Barcelonnette (db) et début du paroxysme dans les domaines penniques (écaillage de socle, décollement des couvertures). — 4, *Stampien* : Mise en place des nappes subbriançonnaises (sb) dans la dépression de l'Embrunais - Ubaye (nappes de couverture entièrement décollées). — 5, *Fin de l'Oligocène* : Plissement de l'Autochtone et des nappes subbriançonnaises ; Début du soulèvement définitif des massifs cristallins externes. — 6, *Début du Miocène* : Mise en place de la nappe du Parpaillon et de ses écailles basales, soulèvement du Briançonnais. — 7, *Fin du Miocène* : Soulèvement définitif des massifs cristallins externes, sous-charriage au front du Briançonnais. — 8, *Pliocène actuel* : voir planche de coupes générales.

NOTE. — La contraction des différents domaines au cours de la tectonogénèse est représentée de manière symbolique par la dilatation progressive de l'échelle des coupes. Longueur approximative de la coupe 1 = 500 km ; de la coupe 7 = 50 km.

tera ; cette nappe décapite au passage des aspérités dépendant des domaines briançonnais et subbriançonnais dont la tectonisation est pratiquement achevée ; au cours de sa progression, ses structures anticlinales érodées s'exagèrent en chevauchements, tandis que les fonds de synclinaux subissent un rabotage intensif.

Une ultime phase de contraction accompagnant la surrection définitive des massifs cristallins externes aboutit au serrage de la zone subbriançonnaise qui disparaît en profondeur sous le front de l'anticlinorium briançonnais ; la nappe du Parpaillon suit ce mouvement et vient ainsi former le pédoncule synclinal pseudo-radical de Saint-Clément - col de Larche.

A la fin du Miocène, ou au tout début du Pliocène, une nouvelle série de mouvements édifie dans la zone subalpine des structures chevauchantes qui se répercutent jusqu'à l'Embrunais-Ubaye avec le chevauchement de Digne et certaines duplicatures parautochtones comme celles des environs de Seyne.

B) DÉFORMATIONS POSTHUMES.

Des rajustements cisaillants, avec failles et accidents de coulissage, se produisent au cours du Pliocène et se continuent probablement à l'heure actuelle.

Ils s'intègrent aux mouvements épirogéniques dont l'importance vient d'être soulignée en bordure du bloc provençal par L. GLANGEAUD (1967).

**

Dans le « film » qui vient d'être proposé, il n'est pas tenu compte de l'acquisition ou tout du

moins de l'achèvement éventuel de la courbure de l'extrémité occidentale de l'Arc alpin, ni des problèmes relatifs au comportement des socles penniques ou ultra-penniques lors du départ des nappes de couverture.

Toutefois, les structures acquises par l'Embrunais-Ubaye depuis l'Eocène supérieur supposent une translation générale relative des masses superficielles depuis l'ENE vers l'WSW, ce qui implique *ipso facto* que ces masses étaient bien à l'ENE de l'Embrunais-Ubaye actuel à l'Eocène supérieur.

Ceci ne doit pas signifier que la patrie de ces terrains allochtones a de tous temps occupé cette position.

On peut par exemple admettre, à titre d'hypothèse, qu'au Sénonien, le ou les bassins de Flysch à Helminthoïdes étaient bien plus au Sud que la plaine padane actuelle.

On peut aussi envisager que le rebroussement général vers le Nord des lignes isopiques Est-Ouest anté-nummulitiques du domaine méridional externe, au contact du « front pennique », a été acquis par déformation progressive de la marge du craton européen le long d'un accident de coulissage correspondant au domaine instable subbriançonnais. Dans ce cas, les unités subbriançonnaises de l'Embrunais-Ubaye se seraient situées, avant le Lutétien, quelque part en arrière de l'Argentera ou même plus au Sud.

Ce sont là des problèmes mégatectoniques qui débordent le cadre de cet ouvrage et qui se résument à la question très simple déjà posée par J. GOGUEL (1963) :

— Le « géosynclinal alpin » était-il courbé dès le Trias, ou a-t-il acquis cette courbure depuis lors ? Quand ? et comment ?

SEPTIÈME PARTIE

RÉSUMÉ - CONCLUSION GÉNÉRALE

I. — Résumé.

L'Embrunais-Ubaye, région naturelle située entre les massifs cristallins externes du Pelvoux et de l'Argentera (Alpes occidentales) comporte les grandes subdivisions suivantes :

I. — LE SOUBASSEMENT AUTOCHTONE est formé par la couverture sédimentaire (Trias à Priabonien supérieur) du socle cristallin anté-westphalien, dépendant de la marge orientale du domaine subalpin méridional où les traits paléogéographiques et paléotectoniques ont des directions est-ouest.

Le dernier terme de la série stratigraphique n'est pas constitué par les Grès d'Annot (Grès du Champsaur de la bordure du Pelvoux), mais par une formation de « Schistes à blocs », antérieurement confondue avec le « Flysch noir » des nappes, et que l'on trouve également au même niveau au toit des séries subbriançonnaises et briançonnaises.

Ces Schistes à blocs représentent des olisthostromes liés à la mise en place d'une nappe sous-marine précoce (nappe « humide ») à la fin du Priabonien (nappe du Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie).

Avant l'arrivée des nappes égyptiques au cours de l'Oligocène, ce soubassement a été affecté par trois phases tectoniques :

- phase éosénienne du Dévoluy (Gosau ?), sensible dans la moitié septentrionale où le Sémonien est discordant sur les Terres noires oxfordiennes (Embrun) ;
- phase éocène (anté-lutétienne) marquée par une faible discordance du Nummulitique au Sud de la Durance (mouvements épirogéniques) alors qu'en bordure du Pelvoux des mouvements apparemment considérables, reprenant toutefois les structures éoséniennes, permettent à ce même Nummulitique de reposer directement sur le socle ;
- phase sannoisienne (latterfienne) dont résulte un soulèvement général de la partie centrale de l'Embrunais-Ubaye où se forme un « Dôme de Barcelonnette » ; attaqué par l'érosion, ce dôme devient alors une dépression creusée dans les Terres noires jurassiques : on peut supposer que les nappes égyptiques se sont arrêtées contre des reliefs formés par la ceinture de terrains crétacés et nummulitiques entourant les affleurements de Terres noires.

Lors de leur mise en place, ces nappes ont engendré quelques écaillages parautochtones, mais il n'existe aucune zone parautochtone continue à la marge des nappes ; il n'y a donc pas lieu de prolonger ici la « zone ultradauphinoise » des auteurs, connue plus au Nord.

II. — LES NAPPES se composent d'unités issues de domaines proches (Pennique externe) ou lointains (liguro-piémontais). Pour la commodité, on peut les diviser en deux grands ensembles :

- un ensemble inférieur, de position externe, formé par les unités subbriançonnaises et leur pseudo-couverture de Flysch à Helminthoïdes de la nappe de l'Autapie ;
- un ensemble supérieur, constitué par la nappe du Flysch à Helminthoïdes du Parpaillon, surmontant une multitude d'écaillages basales de provenance subbriançonnaise ou briançonnaise.

1) Ensemble inférieur.

A) UNITÉS SUBBRIANÇONNAISES.

Il s'agit d'une dizaine de festons très courts qui se relayent du Sud au Nord et viennent ainsi successivement (et obliquement) chevaucher l'Autochtone.

Leur série mésozoïque décollée sur des gypses finitriassiques varie considérablement et de manière anarchique, juxtaposant des faciès évoquant ceux de la zone externe (dauphinois : Piolit ; provençaux : Séolanes) à d'autres de type briançonnais (Pelat). Ces différences qui concernent surtout le Jurassique s'estompent au Crétacé supérieur où des calcaires planctoniques apparaissent de manière générale ; toutefois, dans l'unité du Pelat et ses dépendances, ils sont remplacés par une formation détritique riche en brèches, datée du Maestrichtien-Paléocène supérieur, où une sédimentation de type flysch se surimpose au fond pélagique continu.

Cette formation, confondue jadis avec le flysch nummulitique, se retrouve également dans les nappes frontales du Briançonnais, au Sud-Est de Guillestre et dans la région de Larche.

Le Nummulitique subbriançonnais débute localement au Lutétien, ou plus généralement à la limite Lutétien-Priabonien, par un ensemble détritique (conglomérats, brèches ou grès grossiers) parfois discordant sur des plis violents datant d'une phase éocène inférieure qui a dénudé un socle permo-triasique riche en matériel rhyo-dacitique,

correspondant à une « chaîne » ou une « cordillère » du lac d'Allos-Pelat, assimilée à la cordillère tendasque des Alpes maritimes franco-italiennes. La série qui surmonte cet ensemble, d'abord riche en calcaires à Foraminifères et en brèches, devient rapidement rythmique mais encore partiellement pélagique (calcaires planctoniques et grès à pistes) et se termine par un flysch sombre schisto gréseux peu épais dont la sédimentation est interrompue à la fin du Priabonien par les « olisthostromes » déjà signalés à propos de l'Autochtone.

Cette couverture nummulitique de puissance modeste (400 m en moyenne) apparaît donc à sa base comme une « molasse » post orogénique différenciée d'une unité à l'autre, alors que son sommet est un flysch probablement peu profond et uniforme.

Cette uniformité s'étend d'ailleurs, à la fin du Priabonien, à un bassin couvrant non seulement le domaine subbriançonnais, mais également la partie orientale du domaine externe et une fraction notable du Briançonnais ; c'est dans ce bassin commun que la nappe du Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie se met en place, précédée par des avalanches sous marines dont les olisthostromes sont les témoins.

Le fait essentiel est que cette uniformité du Nummulitique pennique externe se surimpose à la mosaïque paléogéographique du Mésozoïque, dont les lignes isopiques reproduisent à l'état de caricature très déformée celles du domaine subalpin méridional : ce fait prouve donc que cette mosaïque était achevée avant le Lutétien.

B) NAPPE DE L'AUTAPIE.

Généralement confondues avant 1963 avec le flysch nummulitique subbriançonnais, sauf quelques affleurements considérés comme dépendant de la nappe du Parpaillon (« Flysch à Helminthoïdes » *sensu lato* des auteurs), trois formations dont les rapports sont encore incertains représentent cette nappe en Embrunais-Ubaye :

a) un Flysch à Helminthoïdes à dominante calcaire, d'âge sénonien à paléocène inférieur prouvé par une microfaune pélagique abondante, généralement dépourvu de « Complexe de base », et qui comporte, à différents niveaux, des intercalations de brèches polygéniques à matériel essentiellement sédimentaire, mais riches en graviers de micaschistes. Ces « brèches du Colombier » ont un faciès qui rappelle les conglomérats de la Mocausa de la nappe de la Simme des Préalpes ;

b) un « Flysch dissocié », qui semble résulter du déran­gement du flysch précédent, dont il a les faciès et l'âge, par des mouvements de slumping syn-diagénétiques ; cette formation peut être considérée comme un « wildflysch monogénique » ; elle semble parfois alterner stratigraphiquement avec le flysch normal, mais constitue également des unités structurales indépendantes ;

c) au Nord et à l'Est de la fenêtre de Barcelonnette, ce même flysch dissocié, très argileux et de couleur noire (« flysch noir nummulitique » des auteurs, *pro parte*), se charge en écaillés de matériel nummulitique et mésozoïque et devient ainsi un « Flysch dissocié et à écaillés ». Ce faciès énigmatique semble résulter de l'exagération de plis affectant le Flysch dissocié et sa pseudo semelle de terrains subbriançonnais.

La nappe de l'Autapie repose généralement sur le Priabonien subbriançonnais par l'intermédiaire des Schistes à blocs dont le matériel clastique est à 80 % environ constitué par ses débris. Toutefois, ce contact primitif a généralement été oblitéré par les phases tectoniques ultérieures.

Quelques olistholites en avant-garde de cette nappe ont été observés dans ou sur les Schistes à blocs de la couverture des Grès d'Annot et du Champsaur.

Enfin, quelques rares témoins en sont plaqués sur le flysch nummulitique de la bordure occidentale du Briançonnais dans la région de Serenne, à l'Est du col de Vars, où ils sont associés à des écaillés de matériel ophiolitique (diabases, brèches diabasiques et brèches polygéniques riches en pillows éclatés) qui paraissent dépendre également en partie de la nappe du Parpaillon.

C) TECTOGENÈSE DE L'ENSEMBLE BASAL (SUBBRIANÇONNAIS ET NAPPE DE L'AUTAPIE).

Après la phase de l'Eocène inférieur précédant la transgression du Lutétien-Priabonien, le domaine subbriançonnais reçoit, à la fin du Priabonien, la nappe de l'Autapie (qui va même jusqu'aux confins du futur Autochtone).

On peut penser que les mouvements paroxysmaux débutent au Sannoisien, avec écaillage de socle (?) et décollement de la couverture sur les gypses du Keuper.

Au cours du Stampien, cette couverture déjà plissée se met en place en conditions épiglyptiques (avec rabotage basal) dans la dépression héritée de l'érosion du Dôme de Barcelonnette.

A la fin de l'Oligocène, une phase violente replisse l'Autochtone et cette nappe composite, et permet le redécoulement de la nappe de l'Autapie qui pourra ainsi reposer secondairement en quelques points directement sur l'Autochtone érodé. Une surface d'aplanissement s'élabore et fait disparaître la plus grande partie de ce matériel sur l'axe des massifs cristallins externes ; ce fait prouve donc que le soulèvement définitif de ces massifs avait déjà commencé.

2) Ensemble supérieur.

A) FLYSCH A HELMINTHOIDES DU PARPAILLON.

La nappe du Parpaillon est principalement constituée par le Flysch à Helminthoïdes des auteurs, dont l'origine ultrabriançonnaise a été envisagée dès 1957, en Embrunais Ubaye, par M. LATREILLE.

Ce flysch appartient à une série qui débute probablement par une partie des Ophiolites de Serenne, malheureusement isolées dans une écaille située entre le grand décrochement de Serenne-Bersezio et la zone briançonnaise et dont les rapports avec le reste de la série demeurent problématiques.

Viennent ensuite :

- les « Schistes de Serenne », dont l'âge n'est pas connu mais qui s'apparentent à la formation de Val Lavagna de l'Apennin septentrional et qui doivent se situer entre le Néocomien et le Crétacé supérieur (Albien ?) ;
- les « Schistes noirs du col de Vars », ou « Complexe de base » des auteurs, riches en silts manganésifères et se terminant par des couches siliceuses versicolores (Cénomanien-Turonien) ;

- le Flysch à Helminthoïdes proprement dit, série rythmique de 800 m d'épaisseur environ, extrêmement pauvre en microfaune (mais qui a fourni des Inocérames), datée de manière imprécise du Sénonien plutôt supérieur et ne montant apparemment pas dans le Paléocène.

Dans la partie médiane et septentrionale de la nappe, la moitié inférieure du Flysch à Helminthoïdes est remplacée par un équivalent latéral de grès feldspathiques en gros bancs, connus sous le nom de Grès de l'Embrunais, et qui comportent, à leur base, du côté occidental, des lentilles de conglomérats polygéniques à matériel principalement cristallin, très riche en rhyolites et tufs rhyolitiques (conglomérats de la Mazelière). L'une de ces accumulations indique manifestement des apports issus de l'WSW, en liaison probable avec un ancien canyon sous marin.

B) STRUCTURE DE LA NAPPE DU PARPAILLON.

Elle est formée d'un train de grands plis déversés vers l'WSW ou le SW, généralement rabotés à leur base, dont les anticlinaux soulignés par les affleurements de Complexe schisteux basal passent à des chevauchements dans la moitié sud-est.

Sur sa marge interne, une digitation indépendante constitue des klippes posées aussi bien sur la nappe elle-même que sur la zone briançonnaise voisine.

Le contact basal est souligné par des écaillés issues de domaines variés, subbriançonnais ou briançonnais.

Cette nappe s'est mise en place sur une surface d'aplanissement au début du Miocène ; les complications de structure qui y apparaissent à son entrée en territoire italien au col de la Madeleine permettent de penser qu'elle a été freinée dans cette région par le massif de l'Argentera, déjà sérieusement soulevé à cette époque.

Elle a subi les déformations qui affectent toute la région :

- sous-charriage de l'Autochtone et de sa couverture de nappes sous le front briançonnais (Miocène) ;
- fracturation intense, par failles obliques normales et coulissages, en relation avec la surrection définitive des massifs cristallins externes (Plio-Quaternaire).

III. — PROBLÈMES PALÉOGÉOGRAPHIQUES : *Nouvelles hypothèses concernant la signification du Subbriançonnais et la patrie des Flyschs à Helminthoïdes.*

1) Paléogéographie du Subbriançonnais.

On a vu que la « mosaïque » subbriançonnaise était achevée au cours de l'Eocène inférieur. L'association singulière du maximum d'accumulation de gypses triasiques avec des faciès de cordillère et de haut-fond au Jurassique et au Crétacé dans le domaine des Séolanes, les passages latéraux très rapides entre la série des Séolanes et les séries voisines à sédimentation continue et plus profonde, et la présence générale et exclusive dans le Subbriançonnais d'une roche curieuse (« marbre fluïdal » de D. SCHNEEGANS) associée aux gypses et cargneules et qui paraît semblable aux « cap-rocks » des dômes de sel permettent de penser que la sédimentation très variable de ce domaine

a été conditionnée dès la fin du Trias par une embryotectonique salifère et un jeu de failles à rejet vertical et horizontal. Ces mouvements auraient été amplifiés à la fin du Crétacé et surtout à l'Eocène inférieur par les prémices de l'orogénèse pyrénéo-provençale, rendant ainsi incohérents les traits paléogéographiques hérités d'une longue évolution au cours du Mésozoïque.

Le pré-découpage anté-lutétien aurait ainsi facilité le débit en petits festons lors du paroxysme oligocène.

La conclusion essentielle est que le Subbriançonnais ne peut en aucun cas être défini par les variations de son Nummulitique, ce qui explique les échecs des tentatives élaborées jusqu'à présent dans ce sens par différents auteurs.

A titre d'hypothèse, l'assimilation de ce domaine instable avec les prolongements de la structure connue en Méditerranée sous le nom d'« antéclise ligurien » est proposée. Cette structure aurait séparé dès le Trias supérieur le « craton européen » du « micro-craton » briançonnais.

2) Paléogéographie et patrie des Flyschs à Helminthoïdes.

En Embrunais-Ubaye, les relations étroites qui existent entre les domaines subbriançonnais et briançonnais au cours du Crétacé supérieur où se déposent partout des calcaires planctoniques ou des brèches semblables, interdisent de voir la patrie des Flyschs à Helminthoïdes dans le domaine pennique externe.

Il faut donc assigner une origine « ultra briançonnaise » à ces flyschs qui abondent d'ailleurs dans les domaines liguro piémontais des confins alpins, austro alpins et apennins.

L'étude comparative des nappes de l'Autapie et du Parpaillon conduit à leur attribuer des bassins individualisés ; l'un serait relativement peu profond et entouré de séries sédimentaires post-triasiques ; l'autre plus profond voire bathyal et environné de socles anté-triasiques partiellement dénudés, comme l'était à cette époque la marge interne du Briançonnais.

Les ophiolites semblent en relation avec chacun de ces bassins.

Les directions d'apports terrigènes transversaux observés dans la nappe du Parpaillon (fond continu issu du Sud et apport local important de l'WSW) ne correspondent à rien dans la nappe de l'Autapie, dont la situation *actuelle* est pourtant plus occidentale.

Ces considérations conduisent à penser que l'ordre actuel de ces nappes est inverse de celui de leurs bassins d'origine : la nappe de l'Autapie viendrait d'un domaine plus interne que celui de la nappe du Parpaillon, dont il serait séparé par la zone d'émission des ophiolites. Le bassin du Parpaillon, plus externe, pourrait donc être bordé à l'Ouest par les reliefs dénudés de la marge orientale du Briançonnais (zone d'Acceglio).

En cours de charriage, la nappe de l'Autapie aurait ainsi dépassé, par diverticulation, celle du Parpaillon et serait donc arrivée la première en Embrunais-Ubaye, ce que l'on constate en effet.

Ce schéma cadre d'ailleurs avec le fait que la nappe de l'Autapie montre les mêmes faciès et la même histoire

tectonique que la nappe de la Simme *sensu lato* des Préalpes, dont on a montré récemment les affinités insubriennes, c'est-à-dire l'appartenance à un domaine « ultra-pennique », ou encore au domaine « ligure oriental » des Apennins qui, selon les auteurs italiens, serait séparé d'un bassin occidental par une ride émettrice d'ophiolites (ride du Bracco).

On arrive donc ainsi à construire un schéma provisoire mais cohérent de la paléogéographie de tous les Flyschs à Helminthoïdes du complexe Alpes Apennin, qui dépendraient en réalité de deux grandes unités paléogéographiques :

a) Un bassin ou une fosse occidentale majeure (ou externe) correspondant au domaine pennique piémontais, patrie des futurs Schistes lustrés et des Flyschs à Helminthoïdes alpins du type « supérieur » et des flyschs ligures internes de l'Apennin ; cette fosse était encadrée par le microcraton briançonnais et la cicatrice ride cordillère émettrice d'ophiolites correspondant à la ligne du Canavese, et au hiatus de Gênes.

A ce type appartiennent dans les Alpes la nappe du Parpaillon et la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes (feston San Remo-Saccarel et ses dépendances) ;

b) Un bassin ou un sillon mineur oriental (ou interne) situé originellement entre la ligne du Canavese et le domaine austro-alpin, c'est-à-dire dans un domaine « insubrien » et donc extra pennique ; c'est là que se seraient sédimentés les Flyschs à Helminthoïdes de type nappe de la Simme, Autapie et « flyschs inférieurs » des Alpes maritimes, ainsi que les Flyschs à Helminthoïdes ligures externes de l'Apennin.

Dans cette hypothèse, il n'est pas nécessaire de faire intervenir l'« antéclise ligurienne » pour assigner une patrie pennique et même subbriançonnaise aux flyschs néocrétacés (à Helminthoïdes) « inférieurs » des Alpes maritimes.

Cet antéclise devient donc, de ce fait, disponible pour rendre compte des singularités du domaine subbriançonnais *sensu stricto*.

En conclusion, l'Embrunais-Ubaye, siège d'une activité tectonique presque continue du Sénonien au Pliocène, apparaît comme une région singulière où les nappes internes ne sont que des épiphénomènes participant étroitement à l'histoire de la zone externe depuis leur mise en place à partir de l'Eocène supérieur. La plus grande partie des événements qui se déroulent pendant le Tertiaire sont conditionnés par des mouvements verticaux qui ont accompagné une tentative de soulèvement du massif cristallin externe qui manque à l'heure actuelle entre le Pelvoux et l'Argentera.

Parmi les flyschs qui encombrant cette région, les uns lui sont totalement étrangers et une part importante de leur genèse reste conjecturale.

Le plus connu d'entre eux, c'est-à-dire le Flysch à Helminthoïde de la nappe du Parpaillon, est arrivé en Embrunais-Ubaye avec beaucoup de retard et sans entraîner autre chose que des petites écaillés disjointes. On peut penser que la gravité n'est pas le seul moteur de ce mouvement, et il est prouvé que des plis anciens accompagnés d'une éventuelle schistosité étaient formés avant

sa mise en place définitive sur des structures déjà achevées et partiellement érodées.

Les autres apparaissent comme un bref épisode sédimentaire dans un milieu probablement peu profond, épisode à la fois post orogénique et antéparoxysmal commun à des domaines plus ou moins délimités par des failles anciennes et qui se partageront ultérieurement au profit des « externides » et des « internides ».

Abstract.

The Embrunais-Ubaye country is located in the Western Alps, between the Pelvoux and Argentera crystalline massives ; it can be divided as follows :

I. — THE AUTOCHTHONOUS BASEMENT consists of the sedimentary cover (Trias to upper Priabonian) of ante Westphalian crystalline rocks and belongs to the Eastern margin of the Southern subalpine zone, where paleotectonic features exhibit East West trends.

The last stratigraphic member is not the Annot sandstone formation but a blocky mudstone member (Schistes à blocs) considered as olisthostromes which can be found at the same level at the top of the Subbriançonnais and Briançonnais eocene series. These olisthostromes are big slumps related to an early submarine sliding nappe which invaded the Western penninic priabonian basin (Autapie nappe).

Before the arrival of the Oligocene epiglyptic nappes, this basement was acted upon by three tectonic phases :

- an *Eo-senonian phase* which can be seen in the Northern part of the region, where Senonian limestones lie directly on Oxfordian black shales (Devoluy or Gosau phase) ;
- an *Eocene* (pre-lutetian) *phase*, marked by a slight unconformity of the « Priabonian Trilogy » in the South of the region, whereas strong-looking movements appear in the North where the Priabonian rests upon the Pelvoux Crystalline rocks ; however, these movements may take again the Eo-senonian structures ;
- a *Sannoisian* (latterian) *phase*, resulting in a general uplift of the central part of the Embrunais-Ubaye, where a « Barcelonnette Dome » appears ; subsequently destroyed by the erosion, this dome then becomes a depression dug into Jurassic black shales ; it may be thought that epiglyptic nappes stopped against reliefs built by the belt of Cretaceous and Nummulitic beds surrounding the black shales outcrops.

When nappes overthrust the area, some parautochthonous slices occurred, but there is no continuous parautochthonous « Ultra-dauphinois » zone in front of the Embrunais-Ubaye nappes.

II. — THE NAPPES are made up of units coming from nearby or from distant realms such as outer Penninic and inner Penninic ones close to Austroalpine realms.

They may be conveniently divided into two principal groups :

- a lower one, in an outer position, formed by Subbriançonnais units with their pseudo cover of a first kind of Helminthoide Flysch, the Autapie Nappe ;
- an Upper one, constituted by a second kind of Helminthoide Flysch, the Parpaillon Nappe, overlying a number of basal slices.

1) The inferior group.

A) SUBBRIANÇONNAIS UNITS.

They consist of about ten festoons each succeeding the other, from South to North, and then successively overlapping the Autochthonous basement.

Their Mesozoic series, stripped out on late Triassic gypsum, shows considerable and disorderly changes, putting side by side external-looking facies (dauphinois facies : Piolit, provençal facies : Seolanes) and briançonnais type facies (Pelat). These differences mainly affect Jurassic beds and fade away during the upper Cretaceous when planctonic limestones were deposited in all realms ; in the Pelat unit however, their place is occupied by a breccia formation of Senonian to upper Paleocene-age, formed by the mixing of a near flysch-type (or « preflysch ») sedimentation with a continuous pelagic background. Up to now, the Pelat formation was not distinguished from the Nummulitic flysch ; it extends in the Briançonnais outer zone (Larche region).

The Subbriançonnais nummulitic series begins with a detrital group sometimes of Lutetian age, or more frequently of Upper Lutetian-Priabonian age (conglomerates, breccias and coarse sandstones) which locally lies unconformably on Post-Paleocene strong folds ; during this folding time, a Permo-Triassic basement, rich in Rhyodacitic rocks, was exposed to the South West, between the Subbriançonnais and the External realms (lac d'Allos Chain or Cordillera, assimilated with the Tendasc-cordillera of Maritime Alps).

The overlying series begins with Foraminiferous limestones with recurring breccias, then gets rhythmic, thus still partly pelagic with planctonic limestones alternating with track sandstones. It ends with a one hundred meter-thick dark sandypelitic flysch, whose sedimentation is interrupted at the end of the Priabonian, by the olisthostromes.

Therefore, this Nummulitic cover of moderate thickness (four hundred meters) appears at its basis as a nearly « post orogenic molasse », changing from one unit to the other, whereas its top consists of an uniform, and probably shallow, flysch.

At the end of the Priabonian, this uniformity extends to a large basin including the Eastern part of the external zone and a sizable belt of the Briançonnais. While this basin is emptying out, in slides the Autapie nappe coming from an Ultrabriançonnais mother land ; it follows submarine avalanches carrying rocks that fell from its front.

The main fact interesting the Subbriançonnais zone is that this uniformity of Priabonian deposits has no connection with the Paleogeographic mosaic of Mesozoic formations

whose isopic trends look like a gross sketch of those of the South subalpine zone.

It is thus proved that this mosaic was nearly completed before the Lutetian.

B) AUTAPIE NAPPE.

Not distinguished from the Nummulitic flysch until 1963, this nappe consists of three formations whose mutual relationships are not yet clear :

a) A mainly *Calcareous Helminthoide flysch*, dated from Senonian to Lower Paleocene by a numerous microfauna of *Globotruncana* and generally lacking the usual « Basis Shaly Complex », containing many lenses of polygenic breccias with mainly sedimentary material, yet rich in micaschist grits. These « Brèches du Colombier » are very similar to the Mocausa conglomerates of the Simme nappe in the Prealps ;

b) A « *Dissociated flysch* » of the same age and lithology, but affected by syndiagenetic slumps which disturbed the sedimentary primitive structures ; it seems to alternate as hundred-meter thicknesses with the normal flysch, or to occur as independent units ;

c) To the North and East of the Barcelonnette window, this formation becomes shaly and black in colour, and contains many slices of Nummulitic or Mesozoic rocks ; it is submitted that it results from the stretching out of folds involving both the flysch and its tectonic sub-briançonnais sole (pseudo-sole).

The Autapie nappe usually lies on the top of the Priabonian series, belonging mainly to the Subbriançonnais zone, with the interposition of the « Schistes à blocs » ; however, this primitive contact was further obliterated by new tectonic phases ; some vanguard olistholites are known to occur in the « Schistes à blocs » cover of Annot sandstones. Finally, some remnants of this nappe occur in front of the Briançonnais zone, in the Serenne region East to the Vars pass ; they are associated with ophiolite slices (diabases, pillows breccias) that seem to belong also to part of the Parpaillon nappe.

C) TECTOGENESIS OF THE INFERIOR GROUP.

After the Lower Eocene phase, and the middle upper Eocene transgression, the Subbriançonnais realm receives the Autapie nappe in the end of the Priabonian time.

One can think that paroxysmic movements start in the motherland during the Early Oligocene, with basement splintering and stripping off of the cover above the Keuper gypsum.

During the Stampian time, this composite, already folded, exposed cover slides, with basal planing, into the depression resulting from the erosion of the Barcelonnette Dome.

By the end of the Oligocene, both the Autochthonous and this nappe are strongly folded and the Autapie Nappe undergoes a new « décollement » and then may rest upon the bared autochthonous series in some places.

A level surface is then formed and a large part of these nappes disappears along the crystalline massives axis, this proving that their final uplift was beginning.

2) The upper group.

A) PARPAILLON NAPPE.

The Parpaillon nappe chiefly consists of the classic Helminthoide Flysch whose « Ultrabriançonnais » origin was first suggested in Embrunais-Ubaye area, by M. LATREILLE in 1957.

This flysch is a part of a series which probably begins with part of the Serenne ophiolites, unfortunately isolated in a slice between the big Serenne - Bersezio wrench-fault and the Briançonnais zone; this explains why their stratigraphic relationship with the rest of the series is still somewhat problematical.

The other members are :

- the *Serenne shales*, azoic, but similar to the Apennine Val Lavagna shales; their age should then lie between Neocomian and Upper Cretaceous (Albian);
- the *Vars pass black shales* so called « *Basis Complex* », rich in manganeseiferous silts; it ends with variegated siliceous shales; it might be of Cenomanian to Turonian age;
- the Helminthoide Flysch proper is a rhythmic, 800 m thick series, very poor in microfauna (although it yielded a few *Inoceramus*); it is dated of Senonian age, with no apparent Paleocene extension.

In the center and to the North of the nappe, a sandstone formation (Grès de l'Embrunais) takes the place of the lower half of the Helminthoide flysch. In some parts, its basis is marked by conglomerates (conglomerats de la Mazelière) almost entirely made up of crystalline rocks, notably rhyolites and rhyolitic tuffs. One of the lenses shows a terrigenous transportation coming from the SW, which may be related to a submarine fossil canyon.

B) PARPAILLON NAPPE STRUCTURE.

It is formed by a serie of big folds bended towards the WSW or the SW, usually with basal planing or cutting, whose anticlines, underlined by outcrops of the Basis shaly Complex, turn into overthrusts in the half SE part.

On its internal margin, there exists an independant digitation forming klippe, wich may rest either on the nappe itself or on the Briançonnais zone.

The basal contact is marked by a number of slices teared away from tectonized Subbriançonnais or Briançonnais units.

This nappe came on a leveled surface in the beginning of the Miocene; the complications of its Eastern end along the Italian border suggest that it may have been slowed down in this region by the Argentera massif which had already been uplifted at this time.

The nappe underwent the latest deformations in the region :

- underthrusting above the front of the Briançonnais zone (Miocene);
- strong faulting, with both normal and wrench-faults related to the final uplift of the external crystalline massives (Plio-Quaternary).

III. — PALEO GEOGRAPHIC PROBLEMS : *New hypothesis concerning the subbriançonnais meaning and the motherland of Helminthoide Flysch.*

1) Paleogeography of the subbriançonnais zone.

As previously explained, it is suggested that the Subbriançonnais « mosaic » was completed by the end of the Paleocene.

The unusual association of a maximum of Triassic gypsum with cordillera facies in the Séolanes realm, the rapid lateral change between the Seolanes and the other series where the sedimentation was deepest and more continuous, the sole existence in Briançonnais of a curious rock (« fluidal marble » of D. SCHNEEGANS) associated with gypsum and « cargneules », which seems similar to the salt domes « cap rocks », all suggest that the variable sedimentation of all this realm had been conditioned by a salty embryotectonic and by an early block faulting with vertical and horizontal movements.

These movements are thought to have increased at the end of the Cretaceous, and even more in the lower Eocene by the beginning of the Pyreneo Provencal orogenesis which obscured the Paleographic features resulting from a long mesozoic evolution.

In this manner, the early ante-Lutetian cutting off would facilitate the paroxysmal splitting and the distribution of the Subbriançonnais zone in a number of short festoons.

This main result is that it is impossible to define the Subbriançonnais realm by the variations of its Nummulitic cover; that explains the failure of previous investigations in this subject.

As an hypothesis, the assimilation of this unsteady realm with the extension of the Mediterranean structure known as « Ligurian anticline » is proposed. Since the Upper Triassic this structure would have separated the European craton from the Briançonnais « microcraton ».

2) Paleogeography and motherland of Helminthoid Flysches.

In the Embrunais-Ubaye area, the close relationships which exist between Subbriançonnais and Briançonnais realms during the Upper Cretaceous (which is represented everywhere by similar planctonic limestones or breccias), forbid to see the motherland of Helminthoid flysches in the external penninic belt.

We must attribute an « Ultrabriançonnais » origin to these flysches which, in fact, abound at the boundaries between the Penninic, and Eastern Alps, and Apennines, regions.

The comparative study of the Autapie and Parpaillon nappes leads to see their origin into separate basins, relatively shallow, with sedimentary Post Triassic cover environment for the former, the later being deeper, even bathyal, and surrounded by bared crystalline basement such as was then the inner margin of the Briançonnais. Moreover the ophiolites seem related to both basins.

The transverse terrigene supply coming from the SW in the Parpaillon nappe does not correspond to anything in the Autapie nappe, though it now lies SW of Parpaillon.

These considerations suggest that the present order of these nappes is inversed, regarding their original basins: the Autapie nappe would come from a more « inner » realm than the Parpaillon nappe, the basins being separated from each other by an ophiolitic cordillera. Then, the more external Parpaillon trough would be bordered on the West side by the bared reliefs of the Eastern margin of Briançonnais (Acceglio zone).

During the overthrusting, the Autapie nappe would slide faster than the Parpaillon nappe (diverticulation mechanism) which would explain that it arrived first in the Embrunais-Ubaye.

This scheme agrees with the fact that the Autapie nappe exhibits the same facies and the same tectonic evolution as the Simme nappe in the Préalps, which is now considered to come from an Insubrian realm, between the Penninic Alps and the Austroalpine zone.

A provisional but coherent scheme of the paleogeography of all Helminthoid flysches in Alps and Appennines is proposed: there may exist two basins separated by an ophiolitic cordillera assimilated to the Gênes hiatus and Canavese line.

The External, or Piemontais one, should be the motherland of both classic Helminthoid flysches (Parpaillon and Maritim Alps).

The Internal, or Insubrian, nearly Austroalpine one, should be the origin of the Simme nappe, of the Autapie nappe and of the « inferior Cretaceous flysch » in Maritim Alps; this later flysch was assumed by some authors to belong to an External trough producing the Valaisan furrow of Switzerland far to the South, or even more assimilated with the « Ligurian antecline ».

In Conclusion, the Embrunais Ubaye area shows a continuous tectonic activity, since the Upper Cretaceous to the Upper Miocene or even Pliocene. It appears as an unusual region where the nappes have taken the place of a partly eroded sedimentary cover. The more important Tertiary events are conditioned by vertical movements which did not succeed in forming the crystalline uplift now missing in this part of the External Alps.

Among the flysches that overcrowd this region, some are foreign bodies which slid while already folded and which did not carry anything but small disjointed slices. We may think that gravity was not the only cause for this movement and it is proved that old folds, possibly schistose, were formed before they arrived in their present position.

The other flysch appears as the result of an episodic, and probably shallow water sedimentation, of both post orogenic and pre paroxysmal character in a fanet bounded belt which was later shared between « Externids » and « Internids ».

Riassunto.

L'Embrunais-Ubaye, regione naturale situata fra i massicci cristallini esterni del Pelvoux e dell'Argentera (Alpi occidentali), mostra le grandi suddivisioni seguenti:

I. — IL BASAMENTO AUTOCTONO è formato dalla copertura sedimentare (dal Trias al Priaboniano superiore) del zoccolo cristallino ante-westfaliano, dipendente della bordura orientale dell'area subalpina meridionale dove i tratti paleogeografici e paleotettonici hanno direzioni est ovest.

La serie stratigrafica non si chiude dalle « arenarie d'Annot » (Grès del Champsaur dell'orlo del Pelvoux) ma da uno orizzonte di « scisti a blocchi » anteriormente confuso con il « Flysch nero » delle falde che si trova al stesso livello al tetto della serie subbrianzoni e brianzoni.

Questi scisti a blocchi rappresentano olistostromi legati alla messa a posto d'una falda sotto marina precoce « (umida) » alla fine del Priaboniano (falda del Flysch ad Elmintoidi dell'Autapie). Prima dell'arrivo delle falde epiglitiche nel corso dell'Oligocene, questo basamento è stato colpito da tre fasi tettoniche:

- fase eo senoniana del Devoluy (Gosau) sensibile nella metà settentrionale dove il Senoniano poggia in discordanza sulle Terre nere oxfordiane (Embrun);
- fase eocene (ante-luteziana) marcata da una debole discordanza del Nummulitico al Sud della Durance (movimenti epirogenici) mentre che nell'orlo del Pelvoux dei movimenti apparentemente considerevoli, riprendendo però le strutture eo-senoniane, permettono a questo Nummulitico di riposare direttamente sopra lo basamento cristallino;
- fase sannoisiana (lattorfiana) di cui risulta un sollevamento generale della parte centrale dell'Embrunais-Ubaye dove si forma una « cupola di Barcelonnette »; assalita dall'erosione, questa cupola diventa una depressione scavata nelle Terre nere giuresi; si può supporre che le falde epiglitiche si sono fermate contro i rilievi formati dalla cintura di terreni cretacei e nummulitici circondando gli affioramenti di Terre nere.

Al tempo della loro messa in posto, queste falde hanno generato qualche scaglia para-autoctone, ma non esiste nessuna zona para autoctona continua al margine delle falde; non c'è dunque luogo a prolungare qui la zona detta « ultradelfine » , conosciuta più al Nord.

II. — LE FALDE si compongono d'unità uscite da aree vicine (Pennidico esterno) oppure lontane (liguro-piemontesi). Per la comodità, si può dividerle in due grandi complessi:

- un complesso basale, di posizione esterna, composto dalle unità subbrianzoni e la loro pseudo copertura di Flysch ad Elmintoidi (falda dell'Autapie);
- un complesso superiore composto dalla falda del Flysch ad Elmintoidi del Parpaillon, sormontando una moltitudine di scaglie listriche basale di provenienza subbrianzone o brianzone.

1) Complesso basale.

A) UNITÀ SUBBRIANZONESI.

Si tratta d'una decina di festoni molto corti che si collegano dal Sud al Nord e vengano così successivamente sovrascorire l'Autoctone.

La loro serie mesozoica scollata sopra dei gessi finitriassici varia considerevolmente e di maniera anarchica, ponendo accanto dei facies evocando quelli della zona esterna (delfinesi: Piolit; provenzali: Séolanes) ad altri di tipo brianzone (Pelat). Queste differenze che concernano soprattutto il Giurese sfumano al Cretaceo superiore dove dei calcari planctonici appaiono in modo generale; però, nell'unità del Pelat, sono sostituiti da una formazione detritica ricca in breccie, dal Maestrichiano-Paleocene superiore, dove una sedimentazione di tipo flysch si sovrappone al fondo pelagico continuo.

Questa formazione confusa già con il flysch nummulitico, si ritrova nelle falde frontali del Brianzone al Sud Est di Guillestre e nella regione di Larche-passo della Maddalena.

Il Nummulitico subbrianzone inizia localmente al Luteziano oppure più generalmente al limite Luteziano-Priaboniano da un complesso detritico (conglomerati, breccie o arenarie grossolane) talvolta discordante sopra delle pieghe violente, datando d'una fase eocene inferiore che ha denudato un zoccolo permo-triassico ricco in materiale rioclastico, corrispondente a una « catena » oppure una « cordigliera » del lago di Allos Pelat, assimilata alla cordigliera tendasca delle Alpi marittime franco-italiane. La serie che sormonta questo complesso, prima ricca di calcari a Foraminiferi e di breccie, diventa rapidamente ritmica ma ancora parzialmente pelagica (calcari planctonici e arenarie a piste) e si termina con un flysch scuro marnoso-arenaceo poco grosso di cui la sedimentazione è interrotta alla fine del Priaboniano dagli olistostromi già segnalati a proposito dell'autoctone.

Questa copertura nummulitica di modesta potenza (in media 400 m) appare dunque alla sua base come una molasse orogenica differenziata d'una unità all'altra allorché lo suo tetto è un flysch probabilmente poco profondo e uniforme.

Questa uniformità si estende d'altronde, alla fine del Priaboniano, ad un bacino coprendo non solamente l'area subbrianzone, ma anche la parte orientale dell'area esterna e una frazione notevole del Brianzone; è in questo bacino comune che la falda del Flysch ad Elmintoidi dell'Autapie si mette in posto, preceduta dalle frane sotto-marine (olistostromi).

Il fatto essenziale è che questa uniformità del Nummulitico pennino esterno si sovrappone al mosaico paleogeografico del Mesozoico, del quale le linee isopiche riproducono allo stato di caricatura molto sformata quelle dell'area subalpina meridionale: questo fatto dimostra dunque che questo mosaico era finito prima del Luteziano.

B) FALDA DELL'AUTAPIE.

Generalmente scambiate prima 1963 col il flysch nummulitico subbrianzone, fuorché qualche affioramento considerato come dipendenti della falda del Parpaillon (« Flysch ad Elmintoidi » *sensu lato* degli Autori), tre formazioni

delle quali i rapporti sono ancora incerti rappresentano questa falda nell'Embrunais Ubaye :

a) un Flysch ad Elmintoidi a dominanza calcarea, dal Senoniano al Paleocene inferiore (dimostrata da una microfauna pelagica abbondante) generalmente sprovvista di « Complesso di base » e che comporta, a livelli differenti, delle intercalazioni di breccie poligeniche a materiale essenzialmente sedimentare, ma ricche in ciottoli di mica scisti; queste « breccie del Colombier » ricordano i conglomerati della Mocausa (falda della Simme, Prealpi);

b) un « Flysch dissociato », che sembra risultare dal disturbo del flysch precedente, per movimenti di frane sin diagenetiche; questa formazione può essere considerata come un « wildflysch » monogenico; sembra talvolta alternare stratigraficamente col il flysch normale, ma costituisce anche unità strutturali indipendenti;

c) al Nord ed all'Est della finestra di Barcelonnette, questo stesso Flysch dissociato, molto argilloso e nero (« flysch nero nummulitico » degli Autori) si incarica di scaglie. Questo facies enigmatico sembra risultare dall'esagerazione delle pieghe affettando il flysch dissociato e il suo pseudo-suolo di terreni subbrianzoni.

La falda dell'Autapie riposa generalmente sul Priaboniano subbrianzone per l'intermediario di Scisti a blocchi dei quali il materiale clastico è per circa 80 % costituito dai suoi detriti. Però, questo contatto primitivo è generalmente stato obliterato dalle fasi tettoniche ulteriori.

Qualche olistoliti in vanguardia di questa falda sono stati osservati nei o sopra i Scisti a blocchi della copertura delle arenarie di Annot e del Champsaur.

Infine, qualche raro testimonio sono placati sul flysch nummulitico della bordatura occidentale del Brianzone nella regione di Serenne, a l'Est del Colle di Vars, dove sono associati a scaglie di materiale ofiolitico (diabasi, breccie diabasiche e breccie poligeniche ricche in pillows-lavas scheggiati), che sembrano dipendere anche in parte dalla falda del Parpaillon.

C) TETTONOGENESI DEL COMPLESSO FRONTALE (SUBBRIANZONESE E FALDA DELL'AUTAPIE).

Dopo la fase dell'Eocene inferiore precedendo la trasgressione del Luteziano-Priaboniano, l'area subbrianzone riceve, alla fine del Priaboniano, la falda sotto marine dell'Autapie (che va anche fino ai confini del futuro Autoctone).

Si può pensare che i movimenti parossimali cominciano al Sannoisiano con scagliamento dello zoccolo (?) e scollamento della copertura sopra i gessi del Keuper.

Nel corso dello Stampiano, questa copertura già piegata si mette in posto in condizioni epiglitiche (con pianura basale) nella depressione ereditata dall'erosione della Cupola di Barcelonnette.

Alla fine dell'Oligocenico una fase violenta ripiega l'Autoctone e questa falda composita, e permette lo riscolamento della falda dell'Autapie che potrà così poggiare secondariamente in alcuni punti direttamente su l'Autoctone erodito. Una superficie di spianatura si elabora e fa sparire la più gran parte di questo materiale sopra l'asse dei massicci cristallini esterni; questo fatto dimostra dunque che il sollevamento definitivo di questi massicci aveva già iniziato.

2) *Complesso superiore.*

A) FLYSCH AD ELMINTOIDI DEL PARPAILLON.

La falda del Parpaillon è principalmente costituita dal Flysch ad Elmintoidi « classico » : la sua origine ultrabrianzonese è stata proposta fin dal 1957, in Embrunais-Ubaye, da M. LATREILLE.

Questo flysch appartiene a una serie che inizia probabilmente da una parte delle ofioliti di Serenne, pur troppo isolate in una scaglia situata fra il grande faglia di Serenne-Bersezio e la zona brianzonese e di cui i rapporti nel resto della serie restano problematici.

Vengano dopo :

- i « Scisti di Serenne » di cui l'età non è conosciuta ma che imparentano alla formazione del Val Lavagna dell'Appennino settentrionale e che devono situarsi tra il Neocomiano e il Cretaceo superiore (Albiano ?) ;
- i « Scisti neri del Colle di Vars » o « Complesso di base », ricchi in silti manganiferi e terminandosi con strati siliciosi versicolori (Cenomaniano-Turoniano) ;
- il proprio Flysch ad Elmintoidi, serie ritmica di circa 800 m di potenza, estremamente povera in microfauna (ma che ha fornito Inocerami), e datata di modo impreciso del Senoniano piuttosto superiore e non sembra giungere il Paleocene.

Nella parte mediana e settentrionale della falda, la metà inferiore del Flysch ad Elmintoidi mostra un equivalente laterale di arenarie feldspatiche in grossi banchi (Grès de l'Embrunais) e che comportano, alla loro base, nel lato occidentale, lenticchie di conglomerati poligenici a materiale principalmente cristallino, molto ricco in riolite e tufi riolitici (conglomerati della Mazelière). Una di queste accumulazioni indica manifestamente dei apporti derivati del WSW, in probabili collegamenti con un antico canion sottomarino.

B) STRUTTURA DELLA FALDA DEL PARPAILLON.

Essa è formata di un treno di grande pieghe anticlinale flesse verso l'WSW o il SW, generalmente pianate alla loro base ; sono sottolineate dagli affioramenti di complesso scisto basale. Lo stile diventa isoclinal nella metà sud est.

Sul suo margine interno, una digitazione indipendente costituisce lembi che poggiano sopra la stessa falda e la vicina zona brianzonese (Digitation du Crévoux-Pic).

Il contatto basale è sottolineato dalle scaglie litoriche di varie provenienze (subbrianzonese e brianzonese).

Questa falda s'è messa in posto sopra una superficie di spianatura all'inizio del Miocene ; le complicazioni di struttura che si vedono al confine franco-italiano (Sud del Colle della Maddalena) suggerano che è stata frenata in questa regione dal massiccio dell'Argentera, già seriamente sollevato a quest'epoca.

Essa ha subito le deformazioni tardive :

- sotto careggio dell'Autoctone e della sua copertura di falde sotto il fronte brianzonese (Miocene) ;
- fratturazione intensa, da faglie di rigetto verticale o orizzontale in corrispondenza al sollevamento tardivo dei massicci cristallini esterni (Plio Quaternario).

III. — PROBLEMI PALEOGEOGRAFICI : *Nuove ipotesi sulla significazione del subbrianzonese e sulla patria dei Flyschs ad Elmintoidi.*

1) *Paleogeografia del subbrianzonese.*

Come prima l'abbiamo detto, la « mosaica » subbrianzonese era ultimata alla fine del Paleocene superiore. Per altro si può vedere :

- la corrispondenza del massimo di gessi triasici con facies di cordigliera al Giurese e al Cretaceo nell'area delle Séolanes ;
- i passaggi laterali molto rapidi tra la serie delle Seolanes e le serie vicini di cui la sedimentazione era continua e più profonda ;
- la presenza generale e esclusiva nel Subbrianzonese di una roccia curiosa (« marmo fluidale » di D. SCHNEEGANS) associata ai gessi e carginole e che pare simile ai « cap-rocks » delle cupole di sale.

Tutto questo suggerisce che la sedimentazione molto variabile di questa area è stata condizionata già alla fine del Trias da una embriotettonica salifera e dal rigetto verticale e orizzontale d'un fascio di faglie. Questi movimenti crescono alla fine del Cretaceo e principalmente all'Eocene inferiore dalle premesse dell'orogenesi pireneo-provenzale ; queste dislocazioni ante-luteziane hanno così permesso la fragmentazione in piccoli festoni al tempo del parossismo oligocenico.

La conclusione essenziale è che non si può in nessun caso definire il Subbrianzonese dalle variazioni del suo Nummulitico ; questo spiega che le tentative elaborate fino ora in questo criterio dagli differenti Autori andarono a vuoto.

In via di ipotesi, si propoia di assimilare questa area instabile con i prolungamenti dell'« antéclise ligure » conosciuto in Mediterraneo.

2) *Paleogeografia e patria dei Flyschs ad Elmintoidi.*

In Embrunais-Ubaye, le strette relazioni che esistono tra le aree subbrianzonesi e brianzonesi nel Cretaceo superiore dove dappertutto si sedimentano calcari planctonici, vietano di vedere la patria dei Flyschs ad Elmintoidi, nell'area penninica esterna.

Bisogna dunque fissare una origine ultrabrianzonese a questi flyschs che d'altre abbondano nelle aree ligure piemontesi dei confini alpini, austro-alpini, e appennini.

Lo studio comparativo delle falde dell'Autapie e del Parpaillon conducono ad assegnare per lei due bacini individualizzati : l'uno relativamente poco profondo e circondato di serie sedimentari post-triasiche ; l'altro, più profondo ed anche batiale è circondato di zoccoli ante-triasici parzialmente spogli, come stava a questa epoca il margine interno del Brianzonese.

Le ofioliti sembrano in relazione con ciascuno di questi due bacini.

Le direzioni di apporti terrigeni dal SO osservati nella falda del Parpaillon non corrispondono a niente affatto nella falda dell'Autapie ; è però adesso più occidentale.

Questo porta a pensare che l'ordine attuale di queste falde è inverso di quello dei bacini di origine : la falda

dell'Autapie sarebbe venuta d'una area più interna che la falda del Parpaillon.

In corso dello scorrimento la falda dell'Autapie ebbe così superato la Parpaillon da diverticolazione, quello spiega il suo primo arrivo in Embrunais-Ubaye.

Questo si accorda peraltro col fatto che la falda dell'Autapie mostra i stessi facies e la stessa storia tettonica che la falda della Simme *sensu lato* delle Prealpi, di cui le affinità insubriane si sono dimostrate poco fa.

Si arriva dunque così a costituire un schema provvisorio tanto coerente della paleogeografia di tutti i Flyschs ad Elmintoidi del complesso Alpi-Appennino, che dipende rebbe in fatto di due grande unità paleogeografiche :

a) Un bacino o una fossa occidentale (o esterna) maggiore corrispondendo all'area penninica piemontese, patria dei fuori Calcesisti, dei Flyschs ad Elmintoidi alpini (tipo superiore) e dei flyschs liguri interni. Questa fossa era inquadrata dal micro craton brianzone e della cicatrice-ruga-cordigliera emettrice di ofioliti, corrispondendo alla linea del Canavese, al iato di Genova e alla ruga del Bracco.

A questo tipo appartengono nelle Alpi le falde del Parpaillon e la falda del Flysch ad Elmintoidi delle Alpi marittime (festone San-Remo - Saccarel e sue dipendenze) ;

b) Un bacino o un solco minore orientale (o interno) situato originalmente tra la linea del Canavese e l'area austro-alpina, cioè in un area « insubriana » e dunque extra-penniniche. Qua si sarebbero sedimentati i Flyschs ad Elmintoidi di tipo Falda della Simme, Autapie e « flyschs inferiori » delle Alpi marittime, anche i Flyschs ad Elmintoidi liguri esterni dell'Appennino.

Questa ipotesi non fa intervenire l'« antéclise » ligure, che diventa dunque disponibile per rendere conto delle singolarità dell'area subbrianzone *sensu stricto* cioè spogliato della sua pseudo copertura... « austro alpina ».

In conclusione, l'Embrunais-Ubaye, sede di una attività tettonica quasi continua dal Senoniano al Pliocene, sembra di essere una regione singolare dove le falde interne non sono altro che epifenomeni partecipando strettamente alla storia della zona esterna dalla messa in posto dall'Eocene superiore. I maggiore eventi che si tengono durante il Terziario sono condizionati dai movimenti verticali che hanno accompagnato un tentativo di sollevamento del massiccio cristallino esterno che manca adesso tra il Pelvoux e l'Argentera.

Fra i flyschs che incombrano questa regione, gli uni sono totalmente estranei e una parte importante della genesi rimane congetturale.

Il meglio conosciuto, cioè il flysch della falda del Parpaillon, è arrivato nell'Embrunais-Ubaye con molto ritardo, e senza trascinare altra cosa che delle piccole scaglie disgiunte. Si può pensare che la gravità non è l'unico motore di questo movimento, ed è dimostrato che le pieghe, possibilmente scistose, erano formate prima della sua messa in posto definitiva su le strutture già finite e parzialmente erodite.

Gli altri appaiono come un breve episodio sedimentare in un luogo probabilmente poco profondo, episodio post-orogenico e anche post-parossismale comune a dei domini più o meno delimitati dalle faglie anziane e che si dividono ulteriormente pel beneficio delle esternidi e delle internidi,

II. — Conclusion générale.

1) Réponse à quelques questions.

A) FLYSCH A HELMINTHOÏDES : deux nappes, huit formations.

Nappe de l'Autapie :

- cortège de trois formations ;
- âge : Crétacé supérieur à Paléocène inférieur ;
- probablement associée à une partie des Ophiolites de Serenne ;
- patrie probable : domaine extra-pennique, insubrien, c'est-à-dire austro-alpin *sensu lato* ;
- position actuelle : pseudo-couverture du Flysch subbriançonnais, auquel elle peut se substituer entièrement ;
- arrivée en Embrunais-Ubaye à la fin du Priabonien ; mise en place en milieu sous-marin, dans un bassin commun aux domaines externe et pennique externe ; ultérieurement redécollée.

Nappe du Parpaillon :

- série de 4 ou 5 formations ;
- âge : Albien (?) à Crétacé supérieur (Ophiolites probablement Jurassique-Néocomien) ;
- patrie probable : domaine pennique piémontais (couverture des futurs Schistes lustrés) ;
- position actuelle : superstructure générale ;
- arrivée en Embrunais-Ubaye sur une surface d'érosion, au début du Miocène.

Il n'y a aucune relation géométrique entre ces nappes. Elles n'ont en aucun cas joué le rôle de « traîneau écraseur » dans l'édification de l'Embrunais-Ubaye.

La nappe de l'Autapie a été plissée passivement avec les unités subbriançonnaises.

Seule la nappe du Parpaillon a entraîné des écaïlles, fragmentées et de petite dimension. Son flysch était déjà plissé avant cette ultime mise en place : il n'y a donc pas d'« écoulement » avec plissement simultané, mais glissement d'un ensemble déjà partiellement rigidifié.

B) FLYSCH SUBBRIANÇONNAIS.

- groupe de trois ou quatre formations ;
- épaisseur modeste : 400 à 600 mètres ;
- variations continues et relativement harmonieuses d'un bout à l'autre des unités subbriançonnaises ;

- transgression générale au cours ou à la fin du Lutétien, après une phase de plissements accompagnés ou non d'émersion ;
- évolution verticale de la série :
 - faciès détritique d'affinités molassiques à la base ;
 - épisode pélagique permettant la formation de calcaires planctoniques d'âge priabonien (= flysch calcaire *pro parte* des auteurs) ;
 - établissement d'apports détritiques rythmiques, en phase d'abord carbonatée, puis pélitique, donnant ainsi un flysch sombre, uniforme et peu épais (100 à 200 m) ;
- dès le Priabonien inférieur, cette couverture est commune aux domaines subbriançonnais et briançonnais ;
- à la fin du Priabonien, un bassin unique et continu s'étend du domaine externe au domaine briançonnais : les mêmes schistes à blocs s'y déposent, formés par des avalanches sous-marines déclenchées par l'arrivée de la nappe de l'Autapie.

2) *Réflexions diverses.*

A) VUE D'ENSEMBLE.

L'Embrunais-Ubaye est donc un pays où plusieurs nappes comportant plusieurs flyschs viennent remplacer une couverture sédimentaire autochtone partiellement disparue du fait d'érosions successives.

Plus que des variations latérales de faciès, ce sont des imbrications structurales faisant intervenir plusieurs phases de déformation qui sont responsables de la complexité apparente de la région.

Plus précisément, ces événements tectoniques ont permis des superpositions ou des substitutions de couverture mimant en quelque sorte des phénomènes de sédimentation. C'est ainsi que des formations, totalement étrangères les unes aux autres par leur âge et leur patrie, sont venues constituer des séries composites, donnant l'impression de puissances considérables et de transformations nombreuses et obscures.

De ce fait, le principal caractère de l'Embrunais-Ubaye est bien l'absence de tout parallélisme entre les subdivisions tectoniques actuelles et les anciens traits paléogéographiques.

B) LE PROBLÈME DU FLYSCH.

Ces conditions expliquent que des problèmes généraux, tels que celui de la nature et de la genèse du Flysch, n'ont pas été abordés dans ces pages.

Je verserai toutefois ma contribution au dossier volumineux du procès¹⁸⁶ que certains ont intenté envers ce concept dû à B. STUDER :

- en Embrunais Ubaye plus qu'ailleurs, parler de flysch en général et au singulier est un non-sens ;
- la multiplicité des formations de cette espèce pose de manière ardue le problème des critères sur la base desquels on peut être autorisé à dire que telle formation est bien un flysch ;
- en Embrunais-Ubaye, les critères habituels de l'épaisseur, de profondeur du milieu de sédimentation, de moment dans l'histoire de l'orogénèse et de position géographique prédéterminée dans un tectorogène ne semblent pas déterminants.

Par exemple, le « flysch pennique externe » apparaît en fin de séquence d'une série post-orogénique ; il est anté-paroxysmal dans la mesure où les mouvements que l'on considère, par habitude, comme paroxysmaux l'ont intéressé ; une partie de ce flysch est toutefois actuellement représenté par les Grès d'Annot et leur équivalent à faciès plus typiquement « flysch » des Alpes maritimes, qui ont échappé à ce paroxysme ; j'ai montré que la paléogéographie initiale de son bassin sédimentaire était conditionnée par une phase tectonique éocène inférieure à la fin de laquelle le domaine subbriançonnais devait avoir l'aspect d'une banquise en débâcle ; cette banquise était probablement déjà préfigurée au cours du Mésozoïque et, mieux, dès le Trias supérieur, par l'existence d'un bassin subsident à évaporites...

Cette histoire complexe et en grande partie fortuite, qui se termine dans un marécage de boue où s'avance une nappe, est sans doute bien différente de celle des Flyschs à Helminthoïdes, formations profondes et longues à se déposer dans un bassin océanique de très grande extension.

Ce sont en fin de compte des critères purement lithologiques qui permettent de définir le « flysch » comme :

¹⁸⁶ Voir J.-P. MANGIN, 1964.

— une formation rythmique où les couches, de surface quasi infinie eu égard à leur épaisseur, comportent une succession de plusieurs termes pétrographiques à granulométrie le plus souvent décroissante ;

— le mode de formation implique une sédimentation en deux temps, avec un stade d'accumulation de matériel terrigène en talus en bordure du bassin, et une remobilisation périodique due à l'écroulement du talus sous l'influence de causes diverses (instabilité naturelle des sédiments, en fonction de la place disponible et du volume des apports, plus que secousses telluriques et autres mouvements orogéniques).

On peut donc concevoir qu'un flysch peu épais, peu profond, puisse se déposer dans un petit bassin en bordure de petits reliefs et dans un petit laps de temps, donnant ainsi un faciès convergent avec un flysch très épais, très profond, se déposant longuement dans un très grand bassin en bordure de reliefs importants...

C) PLACE DE L'EMBRUNAIS-UBAYE DANS L'ÉDIFICE ALPIN. — LA NOTION DE PHASE.

Toute l'histoire de l'Embrunais-Ubaye paraît conditionnée par les tentatives successives de soulèvement d'un massif cristallin externe qui manque à l'heure présente entre le Pelvoux et l'Argentera.

Au cours de ces essais, la couverture sédimentaire a été décapitée par l'érosion et on peut supposer que c'est l'existence d'une dépression plus ou

moins permanente qui a facilité la mise en place des nappes par glissement.

Toutefois, au lieu d'un unique cataclysme qui se serait déroulé entre la fin de l'Eocène et le début de l'Oligocène, comme on a pu le penser jadis, ces mouvements se sont échelonnés sur plus de 80 MA et la mise en place des nappes proprement dite s'étale sur plus de 20 MA, de la fin de l'Eocène jusqu'au cours du Miocène. Le rôle des phases dites préparatoires paraît donc ici presque essentiel.

Quelques-uns de ces caractères se retrouvent dans les régions-sœurs des Préalpes et des Alpes maritimes, qui ont été le siège de charriages sous-marins précoces dès la fin de l'Eocène.

Les massifs cristallins externes y font également défaut, mais il ne semble pas que des tentatives de soulèvement se soient produites comme dans le secteur durancien : les nappes reposent en effet sur une série autochtone apparemment indemne d'érosion antérieure.

Il semble donc que dans ces régions les chevauchements se soient succédé de manière plus continue et peut-être plus rapide.

Dans les Alpes maritimes toutefois, on peut penser que le Flysch à Helminthoïdes du feston San Remo-Saccarel est arrivé tardivement, au même moment que celui du Parpaillon.

En fin de compte, l'histoire de l'Embrunais-Ubaye participe autant de celle du domaine sub-alpin méridional que de celle des zones internes : cette région ne doit donc pas être prise dans les Alpes occidentales comme un modèle de la géologie de ces dernières.

BIBLIOGRAPHIE

- ALESINA (A.), CAMPANINO (F.) et ZAPPI (L.) (1964). — La « Zona del Flysch » compresa tra l'alta val Vermenagna e la valle de Roascia (Alpi Marittime Cuneo) (*Boll. Soc. Geol. Ital.*, 83, n° 1, p. 17-34).
- ANTOINE (P.) (1965). — Sur l'existence de Crétacé supérieur daté dans la nappe des Brèches de Tarentaise, au Nord des Chapieux (Savoie) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 261, p. 3640-3642).
- (1968). — Sur la position structurale de la zone du Versoyen (Nappes des Brèches de Tarentaise sur les confins franco-italiens) (*Géologie Alpine*, Grenoble, t. 44, p. 5-26).
- ARNAUD (F.) (1906). — L'Ubaye et le haut Verdon. Essai géographique, Barcelonnette. Protat et Frères, Maçon.
- ARNAUD (F.), HAUG (E.), KILIAN (W.) et al. (1897). — Notices de la session extraordinaire de la Société Botanique de France en haute vallée de l'Ubaye. S. et R., Montpellier.
- AUBOIN (J.) (1960). — Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'Arc alpin (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, [7], 2, p. 487-526).
- BADOUX (H.) (1962). — Géologie des Préalpes valaisanes (rive gauche du Rhône) (*Matér. Carte Géol. Suisse*, n° 113).
- BARBIER (R.) (1948). — Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère (*Mém. Carte Géol. Fr.*).
- (1956). — L'importance de la tectonique anténummulitique dans la zone ultradauphinoise au N du Pelvoux. La Chaîne arvinche (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, [6], 6, p. 355-370).
- (1963). — Réflexions sur la zone dauphinoise orientale et la zone ultradauphinoise. Livre à la mémoire de P. FALLOT, t. 2, p. 321-329.
- BARBIER (R.), BLOCH (J.-P.), DEBELMAS (J.) et al. (1963). — Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée (*Livre à la mémoire du Prof. P. Fallois. Mém. h. s. Soc. Géol. Fr.*, 1960-1963, t. 2, p. 331-377).
- BARBIER (R.) et DEBELMAS (J.) (1961). — Les domaines de sédimentation dans la zone subbriançonnaise (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 252, p. 916-918).
- (1962). — Le « Flysch à Helminthoïdes de La Mandette, près du col du Galibier (Alpes internes du Dauphiné) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 255, p. 333-334).
- (1966). — Réflexions et vues nouvelles sur la zone subbriançonnaise au N du Pelvoux (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 42, p. 97-107).
- BARBIER (R.) et GABRIEL (O.) (1959). — Le style tectonique du Dôme de Remollon près de Gap (Hautes-Alpes) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 249, p. 1377-1379).
- BARFÉTY (J. C.), GIDON (M.) et KERCKHOVE (C.) (1968). — Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 267 (D), p. 394-397).
- BENELO (E.) (1956 a). — Accumuli terziari da risedimentazione (olisthostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine (*Boll. Serv. Geol. Ital.*, 78, 1-2, p. 291-319).
- (1956 b). — Il problema « argille scagliose » - « flysch » in Italia e sua probabile risoluzione. Nuova nomenclatura. Congresso sociale sul tema : le argille-scagliose ed i terreni a facies flysch nell'Appennino (*Boll. Soc. Geol. Ital.*, 75, 3).
- BLANCHARD (R.) (1949-1950). — Les Alpes Occidentales, t. V, Les grandes Alpes françaises du Sud. Grenoble, Arthaud.
- BLANCHET (F.) (1923). — Aperçu tectonique et stratigraphique sur le Massif d'Escreins (Hautes Alpes) (*Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n° 151, t. 27, p. 167-168).
- (1934). — Etude géologique des Montagnes d'Escreins (Hautes-Alpes et Basses-Alpes) (*Thèse*, Grenoble, 1935).
- BLOCH (J.-P.) et KIENAST (J.-R.) (1963). — Présence de lambeaux de Flysch à Helminthoïdes dans les hauts massifs occidentaux des Alpes ligures italiennes (*C. R. Soc. Géol. Fr.*, p. 31-32).
- BLONDEAU (A.) (1968). — Révision des Nummulites et des Assilines des Alpes maritimes franco-italiennes (*Mém. Bur. Rech. Géol. Minières Fr.*, n° 58, p. 27-52).
- BLONDEAU (A.), BODELLE (J.), CAMPREDON (R.), LANTEAUME (M.) et NEUMANN (M.) (1968). — Répartition stratigraphique des grands Foraminifères de l'Eocène dans les Alpes maritimes (franco italiennes) et les Basses-Alpes (*Mém. Bur. Rech. Géol. Minières Fr.*, n° 58, p. 12-26).
- BODELLE (J.), VERNET (J.), BLONDEAU (A.) et LE CALVEZ (Mme Y.) (1966). — Sur l'âge des sables et conglomérats du synclinal de St-Antonin (Alpes maritimes) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 262 (D), p. 613-615).
- BOLLI (H.) (1944). — Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken (*Eclogae Geol. Helv.*, 37, p. 217-231).
- BOUSSAC (J.) (1912). — Etudes stratigraphiques du Nummulitique alpin (*Thèse*, Paris ; *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*).
- BYRAMJEE (R.), LEMOINE (M.) et POIMBEUF (F.) (1953). — Sur une coupe fossilifère précisant les rapports du Crétacé supérieur et de l'Eocène de la zone briançonnaise au NW de Serre-Chevalier (Hautes-Alpes) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 236, p. 724-726).
- CABY (R.), KERCKHOVE (C.) et LEMOINE (M.) (1963). — Présence de témoins attribuables à la série du Flysch à Helminthoïdes dans la partie externe du pays des Schistes lustrés des Alpes Cottiennes (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 256, p. 2003-2005).
- CAMPREDON (R.), BLONDEAU (A.) et LE CALVEZ (Mme Y.) (1966). — Précisions sur l'âge de la série tertiaire du synclinal de Contes (Alpes-Maritimes) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 263 (D), p. 1040-1043).

- CARON (C.) (1962). — Nouvelles données sur le Flysch à Helminthoïdes des Préalpes du Chablais (C. A. Acad. Sc. Paris, t. 255, p. 3435-3437).
- (1966). — Sédimentation et tectonique dans les Préalpes, flysch à lentilles et autres complexes chaotiques (*Eclogae Geol. Helv.*, 59, 2, p. 950-957).
- CARON (C.), CHAROLLAIS (J.) et ROSSET (J.) (1967). — Eléments autochtones et éléments allochtones du sous-bassement des klippen des Annes et de Sulens (Haute-Savoie) (*Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble [Géologie Alpine]*, t. 43, p. 47-62).
- CARRARO (F.) (1961 a). — Osservazioni sulla geologia della regione comprise fra Ponteb Bernardo e Sambuco (fianco sinistro della valle Stura di Demonte, Alpi marittime) (*Acc. Mag. dei Lincei, Rend. Sc. fis. mat. e nat.*, VIII, XXX, 3, p. 373-381).
- (1961 b). — Condizioni tettoniche del complesso subbrianzone nella regione sulla sinistra della valle Stura di Demonte, fra Ponteb Bernardo e Sambuco (*Acc. Mag. dei Lincei, Rend. Sc. fis. mat. e nat.*, VIII, XXXI, 6, p. 439-446).
- CARRARO (F.), DALPIAZ (G. V.), FRANCESCHETTI (B.), MALARODA (R.), STURANI (C.) et ZANELLA (F.) (1967). — Carta geologica del Massiccio dell'Argentera e Note illustrativa (64° Congr. Soc. Geol. It.).
- CHAUVEAU (J.-C.) et LEMOINE (M.) (1960). — Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barème (moitié nord) (*Bull. Soc. Carte Géol. Fr.*, 264, t. 58, p. 147-178).
- CORON (S.) et GUILLAUME (A.) (1967). — Nouvelles mesures de pesanteur dans les Alpes maritimes (C. R. Acad. Sc. Paris, t. 264 (D), p. 13-16).
- DANGEARD (L.) et RIOULT (M.) (1965). — Le domaine de la géologie marine et ses frontières (*Submarine Geology and Geophysics*, Butterworths - London, p. 93-205).
- DECANDIA (F. A.) et ELTER (P.) (1969). — Reflexioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino Settentrionale (*Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Mem. A 76, 1, p. 2-9).
- DEBELMAS (J.) (1953). — Schéma structural du Bassin de la Durance entre Queyrières et Guillestre (Hautes-Alpes) (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, [6], 3, p. 123).
- (1955). — Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale, entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes) (*Mém. Carte Géol. Fr.*).
- (1956). — Les écaïlles de Saint-Clément (Hautes-Alpes) (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, [6], 6, p. 323-328).
- (1960). — Contribution à la connaissance de la zone briançonnaise au Sud de Guillestre (Hautes-Alpes); les montagnes de Cugulet et de la Saume (*Bull. Soc. Carte Géol. Fr.*, 261, t. 57, p. 127-135).
- (1963). — Essai sur le déroulement du paroxysme alpin dans les Alpes franco-italiennes (*Geol. Rundschau*, 53, p. 133-151).
- (1963). — Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 39, p. 125-171).
- (1965). — In Comptes rendus Réunion extraordinaire S.G.F. Briançonnais (Hautes-Alpes), 1^{er} 5 sept. 1964 (C. R. Soc. Géol. Fr., p. 433-471).
- DEBELMAS (J.) et LATREILLE (M.) (1956). — Les écaïlles de base de la nappe du Flysch de l'Embrunais dans le bassin d'Embrun (Hautes-Alpes) (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, [6], 6, p. 329-333).
- DEBELMAS (J.) et LEMOINE (M.) (1957). — Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans la haute vallée de la Maira et de la Varaita (Alpes Cottiniennes, Italie) (C. R. Soc. Géol. Fr., n° 3, p. 38-40).
- DUBOIS (R.) (1962). — Le Nummulitique du Dévoluy (Hautes-Alpes). Relations avec les régions voisines (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, [4], 4, p. 612-619).
- DUBOIS (R.) et FONTES (J. C.) (1962). — Sur le Crétacé supérieur du Dévoluy (Hautes-Alpes) et ses relations avec les régions voisines (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, [7], 4, p. 607-611).
- DZUŁYNSKI (S.) et WALTON (E. K.) (1965). — Sedimentation features of flysch and greywackes. Developments in Sedimentology, n° 7, Elsevier, Amsterdam.
- ELLENBERGER (F.) (1958). — Etude géologique du pays de Vanoise (*Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*).
- ELTER (G.) (1960). — Osservazioni preliminari sull'età dei terreni preoligoceni del Montferrato (*Rend. Acc. Lin.*, 8a, 29, 6).
- ELTER (G.), ELTER (P.), STURANI (C.) et WEIDMANN (M.) (1966). — Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s. lato des Préalpes romandes et chablaisiennes (*Arch. Sc. Genève*, vol. 19, fasc. 3, p. 279-375).
- ELTER (P.) (1962). — Bref aperçu sur la géologie de l'Apennin au NW des Apuanes (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, [7], 4, p. 668).
- ELTER (P.) et RAGGI (G.) (1965). — Tentativo di interpretazione delle brecce ofiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenetici nell'Appennino ligure (*Boll. Soc. Geol. Ital.*, 84, 5, p. 1-12).
- EMERY (K. O.) (1965). — Geology of the continental margin of Eastern United States (*Submarine Geology and Geophysics*, Butterworths - London, p. 1-20).
- FAURE-MURET (A.) (1955). — Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires (*Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*).
- FLANDRIN (J.) (1966). — Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, [7], 8, p. 376-386).
- FRANCESCHETTI (B.) (1959). — Osservazioni sulla tettonica della regione del Monte Oserot (fianco sinistro della valle Stura di Demonte fra Ponteb Bernardo e Bersezio, Alpi marittime) (*Ac. Mag. Lincei*, VIII, XXVI, p. 533-541).
- (1960). — Nuove osservazioni sulla geologia della regione montuosa posta a Nord della Stura di Demonte fra Pietraporzio e Bersezio (Alpi marittime) (*Ac. Mag. Lincei*, VIII, XXIX, p. 87-94).
- GAGNEBIN (E.), PETERHANS (E.) (1927). — Les analogies des Préalpes romandes avec les nappes de l'Ubaye (*Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 56, 219, n° 41, p. 265-283).

- GIDON (M.) (1955). — Sur la présence de Flysch à Helminthoïdes à l'intérieur de la zone briançonnaise (C. R. Acad. Sc. Paris, 241, p. 1968-1969).
- (1962). — La zone briançonnaise en haute Ubaye (Basses Alpes) et son prolongement au Sud-Est (Mém. Serv. Carte Géol. Fr.; Thèse, Grenoble, 1959).
- (1965). — Sur l'interprétation des accidents de la bordure méridionale du Massif du Pelvoux (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 41, p. 177-185).
- (1966). — Contribution à la connaissance de la zone briançonnaise au Sud de Guillestre (Hautes Alpes) : les montagnes de Vars (Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 278, 61, p. 165-184).
- GIGNOUX (M.) (1932). — Sur la possibilité de l'existence du Néocomien dans la zone de l'Embrunais, sur la rive droite de la Durance (C. R. Acad. Sc. Paris, t. 194, p. 1879-1881).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) (1933). — Révision de la feuille Gap au 1/80 000 (Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 190, t. 38, p. 3-17).
- (1937). — Nouvelles observations sur le Flysch de l'Embrunais, rive droite de la Durance, près de Saint-Clément (Hautes-Alpes) (C. R. Soc. Géol. Fr., p. 208-209).
- (1938). — Description géologique de la vallée de la Durance. Grenoble, Allier.
- GLANGEAUD (L.) (1951). — Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale (Bull. Soc. Géol. Fr., [6], 1, p. 735-762).
- (1956). — Corrélation chronologique des phénomènes géo-dynamiques dans les Alpes, l'Apennin et l'Atlas nord-africain (Bull. Soc. Géol. Fr., [6], 6, p. 867-889).
- (1962). — Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des failles ponto-plio-quadernaires. Colloque Villefranche sur-Mer, 1961. Ed. Cent. Nat. R. S. F.
- (1967). — Epirogénèses ponto-plio-quadernaires de la marge continentale franco-italienne du Rhône à Gênes (Bull. Soc. Géol. Fr., [7], 9, p. 426-449).
- GLANGEAUD (L.), ALINAT (J.), POLVÈCHE (J.), GUILLAUME (A.) et LEENARDT (O.) (1966). — Grandes structures de la mer ligurienne. Leur évolution et leurs relations avec les chaînes continentales (Bull. Soc. Géol. Fr., [7], 8, p. 921-937).
- GOGUEL (J.) (1963). — L'interprétation de l'Arc des Alpes occidentales (Bull. Soc. Géol. Fr., [7], 5, p. 20-33).
- (1964). — Duplicatures de la Crête de la Blanche près Seyne (Basses-Alpes) (Bull. Soc. Géol. Fr., [7], 6, p. 28-35).
- GORSLINE (D. S.) et EMERY (K. O.) (1959). — Turbidity-current deposits in San Pedro and Santa Monica Basins of Southern California (Bull. Geol. Soc. Amer., 70, p. 279-290).
- GRANDJACQUET (G.) et GLANGEAUD (L.) (1962). — Structures mégamétriques et évolution de la mer tyrrhénienne et des zones péryrhénienues (Bull. Soc. Géol. Fr., [7], p. 760-773).
- GUBLER-WAHL (Mme Y.) (1928). — La nappe de l'Ubaye au Sud de la vallée de Barcelonnette (Thèse, Paris).
- (1952). — Déformations posthumes de la nappe de l'Ubaye (C. R. Soc. Géol. Fr., p. 31-33).
- (1953). — Roche Chevalière : klippe briançonnaise du Cirque de Restefond (Basses Alpes) (C. R. Soc. Géol. Fr., p. 93-96).
- (1955). — L'Eocène subbriançonnais au Sud Est du Massif d'Argentera (C. R. Soc. Géol. Fr., p. 82-86).
- (1958). — Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud : formations détritiques de Barrême, Flysch « Grès d'Annot » (Eclogae Geol. Helv., 51, 3, p. 942-977).
- GUBLER (Y.), SIGAL (J.), ROSSET (J.) et KERCKHOVE (C.) (1958). — Sur la présence de Maestrichtien dans les Flyschs briançonnais (C. R. Soc. Géol. Fr., p. 341-344).
- GUILLAUME (A.) (1962). — Nouvelles données sur l'unité du col de Tende entre le col et le Gesso. Conséquences paléogéographiques (Arch. Sc. Genève, 15, 3, p. 591-615).
- (1967). — Contribution à l'étude géologique des Alpes liguro-piémontaises (Thèse, Paris, dactylogr.).
- HAUG (E.) (1898). — Feuille Gap, p. 127. Compte rendu Campagne 1897 (Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. 10, n° 63, p. 127).
- (1902). — Feuille Gap (Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 85, p. 496).
- HAUG (E.) et KILIAN (W.) (1902). — Feuilles Gap et Larche. Compte rendu des collaborateurs (Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 85, t. 12, p. 150-153).
- HUVELIN (P.) (1967). — Nappe de glissement précoce hercynienne dans les Jebilet (Maroc) (C. R. Acad. Sc. Paris, 265 (D), n° 11, p. 78).
- JAFFÉ (C.-F.) (1955). — Les Ophiolites et les roches connexes du col des Gets (Chablais, Haute Savoie) (Bull. Suisse Minéral. et Pétrogr., t. 35, fasc. 1 ; Thèse 1236, Genève).
- KERCKHOVE (C.) (1958). — Note préliminaire sur le Flysch à Helminthoïdes de l'Ubaye (C. R. Soc. Géol. Fr., p. 329-331).
- (1961). — Découverte d'Ophiolites des Schistes lustrés à la base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes en haute Ubaye (Basses-Alpes) (C. R. Acad. Sc. Paris, 253, p. 2389-2391).
- (1962). — Sur la position structurale et stratigraphique des grès de l'Embrunais à l'Ouest du col de Vars (Hautes-Alpes) (Bull. Soc. Géol. Fr., [7], 4, p. 298-302).
- (1963). — Schéma structural de la nappe du Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais Ubaye (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 39, p. 7-24).
- (1963). — Présence d'une pseudo-couverture de Flysch à Helminthoïdes dans la zone subbriançonnaise des nappes de l'Embrunais-Ubaye (C. R. Acad. Sc. Paris, 257, p. 1952-1954).
- (1964). — Mise en évidence d'une série à caractère d'« olistostrome » au sommet des Grès d'Annot (Nummulitique autochtone), sur le pourtour des nappes de l'Ubaye (Alpes franco-italiennes : Basses-

- Alpes, Alpes-Maritimes, province de Cuneo) (C. R. Acad. Sc. Paris, 259, p. 4742-4745).
- (1965). — Structure du Massif du Pelat et des environs d'Allos. Problèmes de paléogéographie subbriançonnaise au Sud de l'Ubaye (nappes de l'Ubaye, Basses Alpes) (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 41, p. 33-55).
- KILIAN (W.) (1897). — Documents pour servir à la Géologie des Alpes françaises. Structure géologique des environs du lac d'Allos (Ass. franç. Avanc. Sc., C. R. XXVI^e Session, p. 358-362).
- (1899). — Sur certains points de la structure des Alpes françaises (à propos d'une hypothèse récente) (Bull. Soc. Géol. France, [3], 27, p. 126-127).
- KILIAN (W.) et TERMIER (P.) (1898 a). — Note sur divers types pétrographiques et sur le gisement de quelques roches éruptives des Alpes françaises (Bull. Soc. Géol. France, [3], 26, p. 357-364).
- (1898 b). — Contribution à la connaissance des roches éruptives dans les Alpes françaises (C. R. Acad. Sc. Paris, p. 1368-1369).
- KOTASEK (J.) et KRS (M.) (1965). — (In *Earth-Science reviews*, 5, 1, mars 1969. J. Hospers et S. I. Van Andel). Palaeomagnetic study of tectonic rotation in the Carpathian Mountains of Czechoslovakia. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1, [1], p. 39-49.
- KUENEN (P.-H.), FAURE-MURET (A.), LANTEAUME (M.) et FALLOT (P.) (1957). — Observations sur les flyschs des Alpes maritimes françaises et italiennes. Sédimentologie, variations de faciès (Bull. Soc. Géol. Fr., [6], 7, p. 11-26).
- LABESSE (B.) (1962). — Sur les Ophiolites et les Brèches associées dans l'Apennin septentrional (Bull. Soc. Géol. Fr., [7], 4, p. 867-870).
- (1966). — Etude des terrains éocènes et oligocènes du bassin liguro-piémontais dans la région de San Sebastiano Curone-Varzi (Apennin septentrional) (Bull. Soc. Géol. Fr., [7], 8, p. 956-966).
- LABESSE (B.) et MAGNE (J.) (1963). — Nouvelles données stratigraphiques sur la région de Bobbio (Apennin septentrional, Italie) (Bull. Soc. Géol. Fr., [7], 5, p. 165-172).
- LANTEAUME (M.) (1956). — Observations sur les flyschs de la Ligurie occidentale (C. R. Soc. Géol. Fr., p. 199-202).
- (1957). — Nouvelles données sur le Flysch à Helminthoïdes de la Ligurie occidentale (Italie) (Bull. Soc. Géol. Fr., [6], 7, p. 115-123).
- (1962 a). — Contribution à l'étude des Alpes maritimes franco-italiennes (Thèse, Paris, 2 vol. man.).
- (1962 b). — Considérations paléogéographiques sur la patrie supposée des nappes du Flysch à Helminthoïdes des Alpes et des Apennins (Bull. Soc. Géol. Fr., [7], 4, p. 627-643).
- LANTEAUME (M.) et HACCARD (D.) (1960). — Mise au point sur la stratigraphie du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes. Considérations sur les Flyschs à Helminthoïdes alpins (C. R. Acad. Sc. Paris, t. 251, p. 2733-2735).
- LANTEAUME (M.), HACCARD (D.), LABESSE (B.) et LORENZ (Cl.) (1961-63). — L'origine de la nappe du Flysch à Helminthoïdes et la liaison Alpes-Apennins. Livre Fallot, t. II, p. 257-272.
- LATREILLE (M.) (1957). — Une série subbriançonnaise typique, la série de Piolit (Hautes Alpes) (Bull. Soc. Géol. Fr., [VI], 7, p. 495-503).
- (1961). — Les nappes de l'Embrunais entre Durance et haut Drac (Thèse, Grenoble, 1958 ; Mém. Serv. Carte Géol. Fr.).
- LATREILLE (M.) et VUILLERMOZ (A.) (1962). — Données nouvelles sur la structure géologique de la région de Prads, près La Javie (Basses Alpes) (C. R. Acad. Sc. Paris, t. 254, p. 3388).
- LE GUERNIC (J.) (1966). — Etude géologique des limites du Briançonnais et du Piémontais entre le Cristillan et la Maira (zone du Roure) (Thèse 3^e cycle, Grenoble).
- LEMOINE (M.) (1953 a). — Le problème de la transgression des marbres en plaquettes dans la zone briançonnaise (C. R. Acad. Sc. Paris, t. 236, p. 1056-1058).
- (1953 b). — Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire (Bull. Soc. Géol. Fr., [6], 3, p. 105-120).
- (1960). — Présence de flyschs exotiques liés à la « 4^e écaïlle » près Briançon (Hautes-Alpes) (C. R. Acad. Sc. Paris, t. 250, p. 3684-3686).
- (1961). — Le Briançonnais interne et le bord de la zone des Schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye (Hautes et Basses-Alpes). Schéma structural (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 37, p. 97-119).
- (1961). — La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales (Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., IV, p. 163-180).
- LESSERTISSEUR (J.) (1955). — Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique (Mém. Soc. Géol. Fr., XXXIV, fasc. 4, n° 74).
- LOMBARD (A.) (1949). — Les recurrences lithologiques du sommet du Niesen et leur interprétation (Eclogae Geol. Helv., 42, 2, p. 426-434).
- (1963). — Stratonomie des séries du Flysch (Eclogae Geol. Helv., 56, 2, p. 481-511).
- (1963). — Laminites, a structure of flysch type sediments (Journ. of sedimentary Petrology, 31, 1, p. 14-22).
- Mc CONNELL (R.-B.) (1951). — La nappe du Niesen et ses abords entre les Ormonts et la Sarine (Matér. Carte Géol. Suisse, 45, n° 95).
- MALARODA (R.) (1957). — Studi geologici sulla dorsale montuosa compreso tra le basse valli della Stura di Demonte e del Gesso (Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, XX).
- MANGIN (J.-P.) (1964). — Petit historique du dogme des turbidites (C. R. Soc. Géol. Fr., p. 51-54).
- MARCHETTI (M.-F.) (1956). — The occurrence of slide and flowage materials (olisthostromes) in the Tertiary series of Sicily (Congr. geol. internat., XX^e session, Mexico. Sec. V, t. 1, p. 209-225, 1957).
- MENARD (H. W.) (1964). — Marine Geology of the Pacific. Mc Graw-Hill book co, New-York.

- MICHARD (A.) (1967). — Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes Cottiennes. Ed. Cent. Nat. R. S. F.
- MORET (L.) (1954). — Problèmes de Stratigraphie et de Tectonique dans les Alpes françaises (résumé de deux conférences faites aux Universités de Leide et d'Amsterdam en avril 1954) (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 31, p. 203-241).
- MORET (L.) et BLANCHET (F.) (1924). — Contribution à l'étude du Crétacé intra-alpin (Alpes occidentales) : le problème des marbres en plaquettes (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, [4], 24, p. 312-320).
- MORET (L.) et SCHNEEGANS (D.) (1934). — Le problème du flysch calcaire de la montagne d'Autapie près Colmars (Basses-Alpes) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 199, p. 1639-1641).
- NESTEROFF (W.) (1962). — Essai d'interprétation du mécanisme des courants de turbidité (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, p. 848-855).
- (1965). — Le problème des turbidites. Les données océanographiques modernes (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, [7], 7, p. 587-592).
- NESTEROFF (W.-D.), HEEZEN (B.-C.), CONOLLY (J.-R.) (1966). — Découverte de turbidites hétérogènes dans le bassin australien (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 263 (D), p. 1052-1054).
- NEUMANN (Mme M.) (1958). — Révision des Orbitoïdides du Crétacé et de l'Eocène en Aquitaine occidentale (*Mém. Soc. Géol. Fr.*, n.s., n° 83).
- NICOLAS (A.) (1966). — Le complexe Ophiolites-Schistes illustrés entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises) (*Thèse*, Grenoble).
- PAIRIS (J.-L.) (1965). — La demi-fenêtre d'Embrun (Hautes et Basses-Alpes) (*Trav. Lab. Géol. Grenoble [Géologie Alpine]*, t. 41, p. 97-132).
- (1968). — Nouvelles données sur le massif du Lan (Chapeau de Gendarme) au Sud de Barcelonnette (Basses-Alpes) (*Géologie Alpine*, t. 44, p. 323-328).
- PAREA (G. C.) (1964). — Inocerami nel flysch calcareo di Imperia (*Boll. Soc. Pal. Ital.*, 3, 1, p. 3-7).
- (1965). — Evoluzione della parte settentrionale delle Geosinclinali appenniniche dall'Albian al Eocene superiore (*Att. e Mem. Ac. Naz. Sc. Let. Art. Modena*, VI, VII).
- PARIS (A.) et VIALON (P.) (1968). — Une solution possible au problème des plis transversaux à la direction de la Chaîne alpine franco-italienne : les plis coniques (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 267 (D), p. 2061-2064).
- PÉGUY (Ch.-P.) (1947). — Haute Durance et Ubaye. Esquisse physique de la zone intraalpine des Alpes françaises du Sud (*Thèse Lettres*, Grenoble, Allier).
- PERRIAUX (J.) et USELLE (J.-P.) (1968). — Quelques données sur la sédimentologie des Grès du Champsaur (Hautes-Alpes) (*Géologie Alpine*, t. 44, p. 328-332).
- PETITEVILLE (P.) et RIVOIRARD (R.) (1959). — Note préliminaire sur la stratigraphie et la structure de la région comprise entre Gap et Seyne-les-Alpes (*C. R. Soc. Géol. Fr.*, p. 139-141).
- PLAN (J.) (1968). — La « Fenêtre » de Barcelonnette (*Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n° 280, t. 61).
- POTER (P. E.) et PETIJONN (F. S.) (1963). — Paleocurrents and basin analysis. Springer Verlag, Berlin-Göttingen-Heidelberg.
- PREY (S.) (1968). — Probleme im Flysch der Ostalpen (*Jb. Geol. B.A.*, Bd 111, H 2, Wien, p. 147-174).
- PRICE (N. S.) (1966). — Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Pergamon, London.
- RECH FROLLO (M.) (1951). — Présence en grandes proportions de spicules de Calcsponges dans le Flysch à Helminthoïdes (*C. R. Soc. Géol. Fr.*, p. 63-64).
- (1958). — Homologie possible entre le Flysch à Helminthoïdes des Alpes françaises et le Flysch de la nappe de la Simme (*C. R. Soc. Géol. Fr.*, p. 14-15).
- (1962). — Une nouvelle hypothèse sur l'origine des Helminthoïdes du Flysch (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 254, p. 894-896).
- RICHTER (M.) (1961). — Über den Bau der Ligurischen Alpen. N° 3 : Tektonik und Stellung der Flyschzone (*Zeit. den Deutsch. Geol. Gesell.*, 113, 1-61).
- SCHNEEGANS (D.) (1930). — La stratigraphie des brèches du Pic de Mélezein au SE de Briançon (*C. R. Soc. Géol. Fr.*, p. 222-223).
- (1933). — Révision de la Feuille Gap (*Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. 38, n° 190, p. 18-24).
- (1938). — La géologie des nappes de l'Embrunais-Ubaye entre la Durance et l'Ubaye (*Mém. Carte Géol. Fr.*).
- SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE (1938). — Réunion extraordinaire dans les Alpes françaises méridionales.
- STANLEY (D.-J.) (1961). — Etudes sédimentologiques des Grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux (*Rev. Inst. Franç. Pétrole*, vol. XVI, n° 11, p. 1231-1254).
- STURANI (C.) (1962). — Il Complesso sedimentario autocotono all'estremo nord occidentale del massiccio dell'Argentera (Alpi Marittime) (*Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, XXII).
- STURANI (C.) et KERCKHOVE (C.) (1963). — Sur la terminaison sud-orientale de la nappe du Flysch à Helminthoïdes à proximité du Massif de l'Argentera (versant italien du col de Larche ou della Maddalena) (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 39, p. 213-229).
- TAMBAREAU (Y.) et VILLATE (J.) (1968). — Les zones de grands Foraminifères du Paléocène (Flandrien - Sparnacien) de l'avant-pays pyrénéen à l'Est du Plateau de Lannemezan, et leur extension (*Mém. Bur. Rech. Géol. Minières Fr.*, n° 58, p. 57-61).
- TEMPIER (C.) (1966). — Les faciès du Jurassique terminal dans les chaînes subalpines méridionales au Sud et à l'Est de la Durance. Leur répartition géographique (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, [7], 8, p. 168-170).
- TERMIER (P.) (1899). — Les nappes de recouvrement du Briançonnais (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, [3], 27, p. 47-84).
- TRÜMPY (R.) (1955). — Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, [6], 5, p. 217-232).
- (1957). — Quelques problèmes de paléogéographie alpine (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, [6], 7, p. 443-451).

- VECCHIA (O.) (1968). — La zone Cuneo Ivrea-Locarno, élément fondamental des Alpes. Géophysique et Géologie (*Bull. Suisse Min. et Pétrol.*, 48, 1, p. 215-226).
- VERNET (J.) (1964). — Sur les poudingues tertiaires à très gros galets de granite du Synclinal de St-Antonin (Alpes-Maritimes) et les problèmes qu'ils posent (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 258, p. 6189-6190).
- (1965). — La zone « Pelvoux-Argentera » (*B. S. Carte Géol. Fr.*, n° 275, t. 60).
- (1967 *a b*). — *a* : Le Massif de l'Argentera ; — *b* : Données récentes sur la tectonique du Massif de l'Argentera (*Géologie Alpine*, t. 43, p. 193-243).
- VEYRET (P.) (1944). — Les pays de la Moyenne Durance alpestre (*Thèse Lettres*, Grenoble, Arthaud).
- Laboratoire de Géologie
de la Faculté des Sciences de Grenoble.
(Laboratoire de Géologie alpine
associé au C.N.R.S.)

LISTE DES FIGURES DANS LE TEXTE

	Pages		Pages
1. L'Embrunais Ubaye dans les Alpes occidentales.	17	25. Série du Pelat, digitation du Vallonet, versant SW du massif du Pelat (détail)	52
2. Bassins-versants et grandes subdivisions géographiques adoptées dans cet ouvrage	17	26. Série du Pelat, face sud-ouest du Cheval de Bois	54
3. Tableau des « migrations stratigraphiques » du Flysch de l'Embrunais-Ubaye (1 ^{res} explorations).	20	27. Série du Pelat, face sud-ouest du Cheval de Bois (détail)	54
4. Tableau des conceptions stratigraphiques du Flysch de l'Embrunais-Ubaye avant et après la découverte des nappes de charriage	21	28. Série du Pelat, coupe de l'arête sud du Cimet.	55
5. Tableau stratigraphique des Flyschs de l'Embrunais-Ubaye	22	29. Série du Pelat, termes de passage du Crétacé au Tertiaire dans le vallon du Cimet	56
6. Structure générale selon D. SCHNEEGANS	24	30. Carte de la répartition des faciès du Crétacé supérieur en Embrunais-Ubaye	59
7. Schéma structural des nappes de l'Ubaye-Embrunais d'après D. SCHNEEGANS	25	31. Tableau des microfaunes benthoniques du Nummulitique et de la formation néocrétacée-paléocène du Pelat)	61
8. Répartition des faciès du flysch dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye selon D. SCHNEEGANS	26	32. Tableau des variations de faciès du nummulitique subbriançonnais de l'Ubaye méridionale	64
9. Fenêtres et demi fenêtres des nappes de l'Embrunais-Ubaye	30	33. Schéma paléontologique des variations latérales du nummulitique subbriançonnais au Sud de l'Ubaye	65
10. Faciès du Lias dans les domaines externe et interne du secteur durancien	31	34. Ensemble grésocalcaire à pistes (détail)	66
11. Faciès du Jurassique supérieur externe et interne du secteur durancien	31	35. Coupe de la Petite Séolane	69
12. Cadre tectonique et paléotectonique de l'Embrunais-Ubaye	33	36. Série nummulitique des Séolanes entre le pli du Cap et l'Ubaye	70
13. Série nummulitique des Trois-Evêchés (haute vallée du Lavercq). Coupe et panorama	41	37. Coupe de la crête du Bois de Pinfol (flysch de St-Clément)	74
14. Série nummulitique des Trois-Evêchés (coupe de l'Aupillon)	43	38. Coupe de la crête méridionale de la Cima Picconiera	78
15. Série des Trois-Evêchés à l'Ouest de St-Barthélemy-de-Lavercq	43	39. Coupe du versant SW de la Signoura (frontière franco-italienne, col de Larche)	81
16. Série nummulitique des Trois Evêchés dans la haute vallée du Verdon	44	40. Contact entre les calcaires en plaquettes et le flysch au col de Mallemort (Ouest de la Tête de Viraysse près de Larche)	82
17. Série nummulitique du lac d'Allos	45	41. Coupe de l'arête occidentale de Tête Dure à l'Ouest de Larche	82
18. Séries nummulitiques des unités du lac d'Allos et du Pelat sur la crête de Valdemars au SW du haut Verdon	46	42. Coupe du flysch énigmatique de la voûte de Manoal-Les Hourtchs	85
19. Série du Pelat, digitation de Tête Ronde	47	43. Coupe de la crête du Vallon Laugier au NE de Vars	85
20. Coupe de Tête Ronde (détail face est)	48	44. Schéma hypothétique montrant la position des unités subbriançonnaises dans leurs patries respectives au début du Priabonien	88
21. Coupe de Tête Ronde (détail face ouest)	49	45. Schéma de la transgression nummulitique dans le Sud-Est	91
22. Série du Pelat, digitation de Tête Ronde, coupe du Vallonet	50	46. Panorama de la rive droite de l'Ubaye dans la zone de contact entre le Briançonnais et la nappe du Parpaillon	94
23. Série du Pelat, digitation du Vallonet, arête méridionale du Pelat	51		
24. Série du Pelat, digitation du Vallonet, versant SW du massif du Pelat	52		

	Pages		Pages
47. Passage du Complexe de base au Flysch à Helminthoïdes dans la région de Restefonds	96	71. Coupes générales des ophiolites de Serenne ..	121
48. Coupe de la base du Flysch à Helminthoïdes dans le massif de Siguret	96	72. Ophiolites de Serenne : détail de l'écaïlle supérieure	122
49. Coupe de Meyronnes (détail)	97	73. Essai de représentation de la paléogéographie des Flyschs à Helminthoïdes au Crétacé supérieur ..	130
50. Courbe de fréquence de l'épaisseur des séquences du Flysch à Helminthoïdes de la coupe de Meyronnes	98	74. Coupe paléogéographique hypothétique de la patrie des Flyschs à Helminthoïdes	131
51. Passage du Complexe de base au Flysch à Helminthoïdes (Côte Belle, massif de Siguret)	98	75. Schistes à blocs au toit de la série autochtone (région de la Cayolle)	135
52. <i>Idem</i> , crête de l'Enclausette au Sud du col de Larche	99	76. Schistes à blocs au toit de la série autochtone (région de Restefonds)	135
53. Passage du Complexe de base aux Grès de l'Embrunais (crête de Razis à l'Ouest de Vars). ..	100	77. Schéma théorique du mécanisme de formation des olisthostromes	137
54. Détail du Complexe de base (crête de Razis) ..	100	78. Carte géologique de la surface d'érosion sanioisienne de l'Autochtone sous les nappes de l'Embrunais Ubaye	142
55. Passage du Complexe de base aux Grès de l'Embrunais au Sud du Parpaillon	100	79. Isohypses de la surface basale des nappes de l'Embrunais Ubaye	144
56. Lithologie des Grès de l'Embrunais dans le massif du Crévoux Pic (détail)	101	80. Structure du massif de Piolit	146
57. Ravinement à la base des Grès de l'Embrunais près du Roc Blanc	102	81. Structure du massif du Pelat	147
58. Série de la Mazelière au Sud d'Embrun	103	82. Structure en écaïlles imbriquées de l'unité sub-briançonnaise des Trois Evêchés	149
59. Variations latérales de la série de la Mazelière ..	103	83. Déformations de l'Autochtone et des nappes dans la haute vallée du Drac	151
60. Dédoublément et variations d'épaisseur des Grès de l'Embrunais près de Réallon	105	84. Rabotage basal d'un pli de la nappe du Parpaillon	153
61. Tableau des variations du Flysch à Helminthoïdes dans la nappe du Parpaillon	106	85. Tableau des plis anticlinaux de la nappe du Parpaillon	153
62. Répartition actuelle des faciès gréseux et calcaires dans la nappe du Parpaillon	109	86. Décrochement de la nappe du Parpaillon à la verticale de la vallée de la Durance	154
63. Isopaches approximatives de la formation des Grès de l'Embrunais dans la nappe du Parpaillon ..	110	87. Esquisse géologique des environs des Gourniers (haute vallée de Réallon)	157
64. Répartition des affleurements et faciès de la nappe du Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie ; situation des ophiolites	113	88. Structure de la région de Restefonds	158
65. Structure complexe de la nappe de l'Autapie dans la vallée de Réallon	114	89. Structure de la terminaison Nord-Occidentale de la fenêtre de Barcelonnette	160
66. Coupe du ravin du Chardonnet au NE d'Ancelle ..	114	90. Coupe longitudinale très schématique de l'Embrunais-Ubaye	162
67. Flysch à Helminthoïdes de la nappe de l'Autapie : exemple de série	115	91. Déformations tardives de l'Embrunais Ubaye ..	164
68. Coupe des écaïlles de la Martinasse à l'W de Réallon	117	92. Schéma général de la structure de l'Embrunais-Ubaye	168
69. Structure de la nappe de l'Autapie au Nord du col d'Allos	118	93. Tableau de l'évolution tectonogénétique de l'Embrunais Ubaye	169
70. Structure de la nappe de l'Autapie à l'Ouest de la Foux d'Allos	119	94. Schéma de l'évolution tectonogénétique de l'Embrunais-Ubaye	171

LISTE DES ILLUSTRATIONS HORS TEXTE

1. Macrofossiles du Flysch à Helminthoïdes.
2. Macrofossiles du Flysch à Helminthoïdes et du Flysch subbriançonnais.
3. Microfaciès.
4. Faciès du Flysch dissocié.
5. Plis et microplis du Flysch à Helminthoïdes. Schistes à blocs.
6. Panorama de la face sud du Pelat.
7. Panorama des environs de Crévoux.
Panorama de la Haute vallée du Verdon.
8. Schistes à blocs des environs de Dourmillouse.
9. Panorama de la Pointe des Uvernaus.
10. Panorama du col d'Allos.
Panorama des environs de Restefonds.
Panorama de la basse vallée de l'Ubaye au pied du Morgon.
11. Panorama de la rive gauche de l'Ubaye : la marge interne de la nappe du Parpaillon en haute Ubaye.
12. Planche de coupes.
13. Schéma structural de l'Embrunais-Ubaye.

LEXIQUE DE QUELQUES TERMES EMPLOYÉS DANS CET OUVRAGE

ABRÉVIATIONS

Lith. entité lithologique.
Morph. entité morphologique.
Paléogéogr. entité paléogéographique.
Paléotect. entité paléotectonique.
Strat. entité stratigraphique.
Tect. entité tectonique.

Aire : Paléotect. Ensemble paléogéographique (domaine) caractérisé par une paléotectonique particulière (aire des plis provençaux).

Complexe, Cortège : strat., lith., association de plusieurs termes ou formations sans relations stratigraphiques précises.

Digitation : Tect. Subdivision non entièrement indépendante d'une unité : digitation du Cheval de Bois de l'unité du Pelat (Paléogéogr. Au sens de

D. SCHNEEGANS : petit domaine paléogéographique ; à abandonner).

Domaine : Paléogéogr. Grand ensemble paléogéographique caractérisé par des traits stratigraphiques et paléogéographiques cohérents.

Ecaille : Tect. Fragment d'une unité totalement détachée = lambeau de poussée.

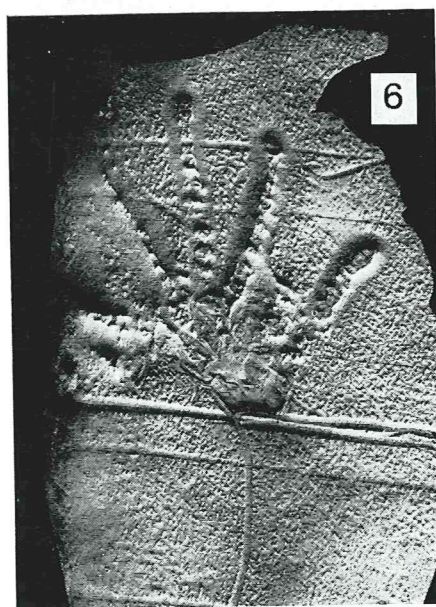
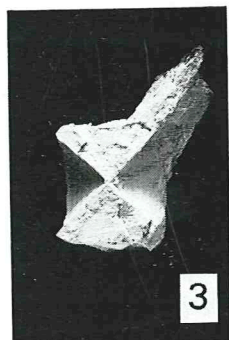
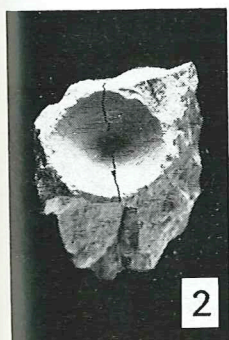
Klippe : Tect. + Morph. Fragment de nappe isolé par l'érosion = lambeau de recouvrement.

Patrie : Emplacement originel observé ou présumé du domaine d'une nappe ou d'une unité.

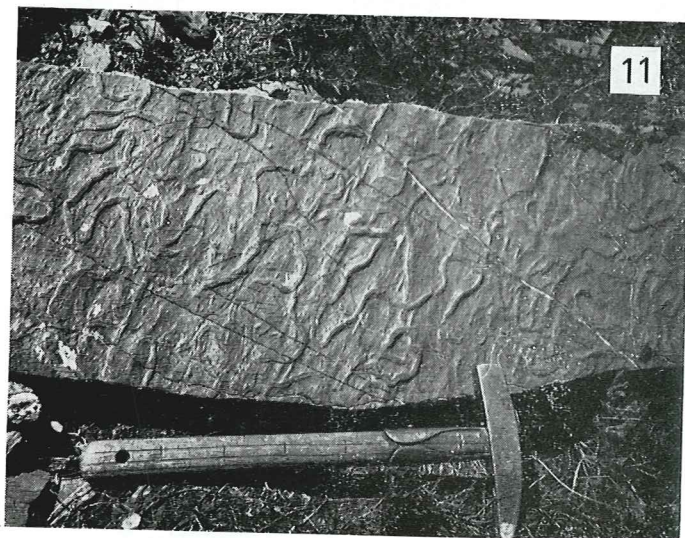
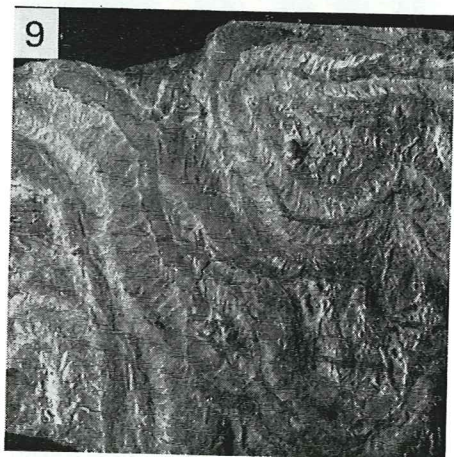
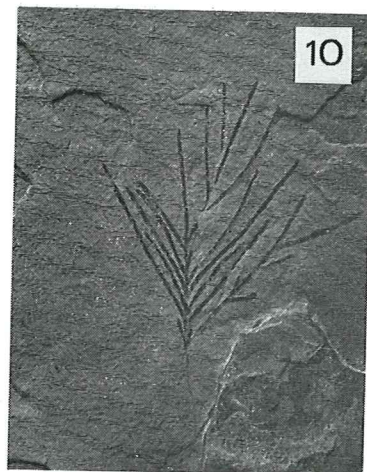
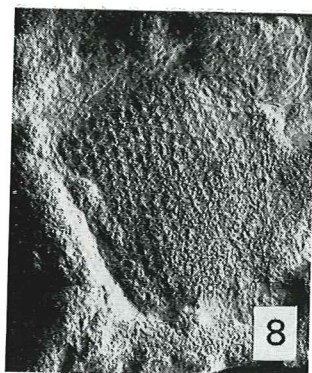
Terme : Strat., lith. = membre.

Unité : Tect. Subdivision d'un ensemble structural (le type de structure et les rapports avec le reste de l'ensemble ne sont pas précisés) : unité de Piolit.

Zone : Tect. Ensemble structural de grande dimension : zone briançonnaise (Paléogéogr. Domaine de grande dimension ; à abandonner).



PL. I.



PL. II.

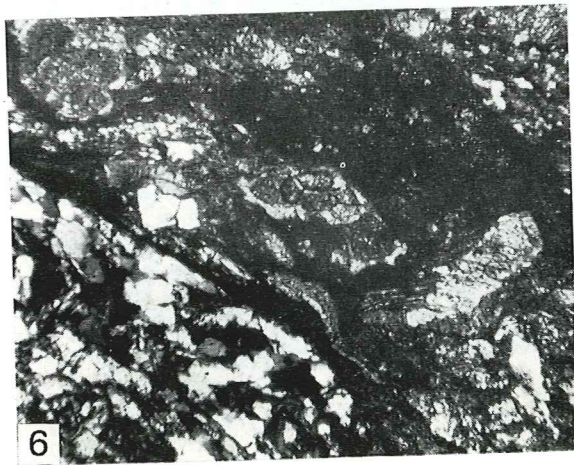
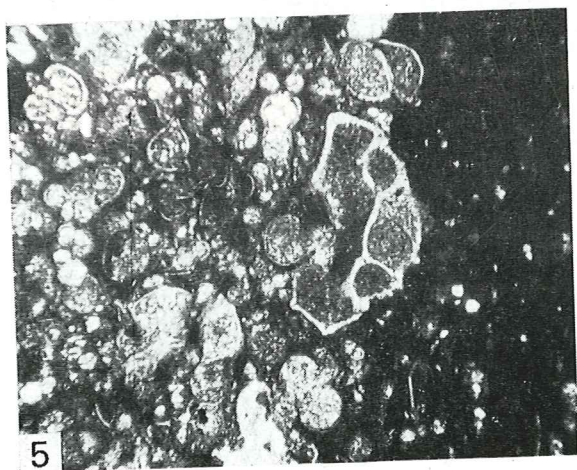
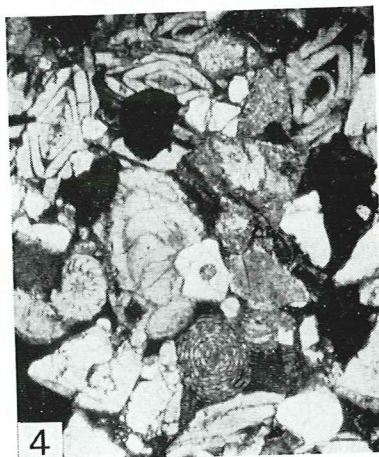
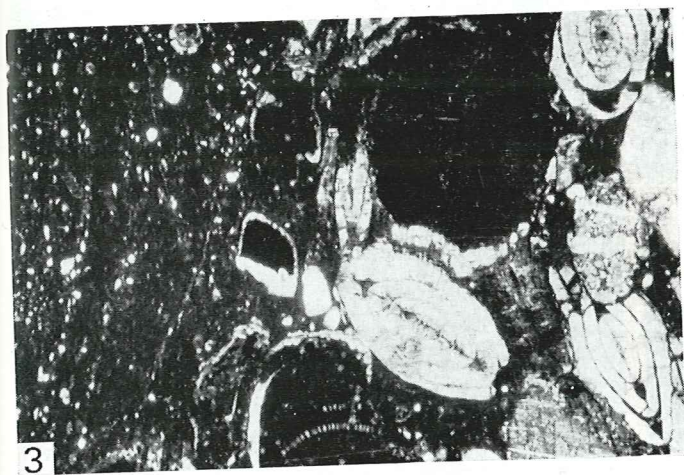
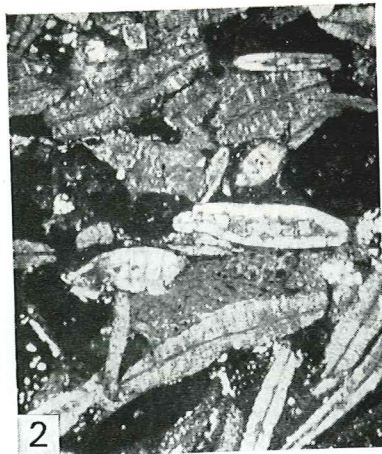
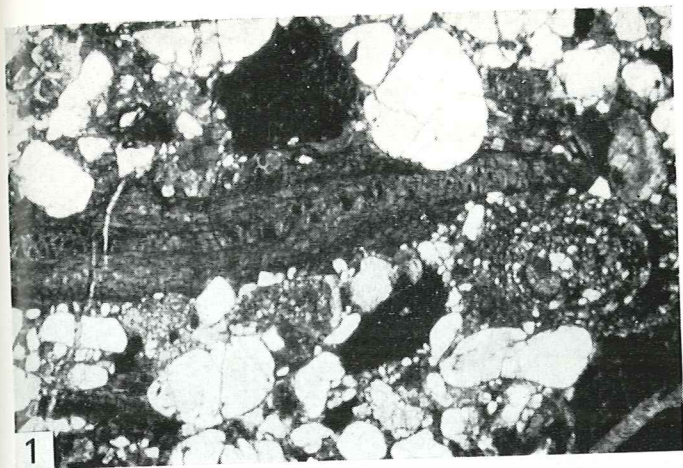
MACROFOSSILES DES FLYSCHS DE L'EMBRUNAIS-UBAYE

PL. I. — FLYSCH DE LA NAPPE DU PARPAILLON ($\times 1$).

- 1 : *Helminthoidea labyrinthica* Heer. Flysch de la nappe du Parpaillon, ensemble à dominante calcaire (Parpaillon).
- 2-3 : Vertèbre biconcave de poisson. Schistes noirs du col de Vars (« Complexe de base »). Lac Lalatcha, au SW du col de Vars, massif du Parpaillon.
- 4 : *Inoceramus cf. regularis* (?) d'Orbigny (Santonien - Campanien ?). Ensemble à dominante calcaire au-dessus des Grès de l'Embrunais. Col du Crachet, massif du Crévoux-Pic à l'Ouest du col de Vars.
- 5 : *Inoceramus sp.*, premier macrofossile trouvé dans le Flysch à Helminthoïdes. Eboulis de la Barra de la Pissa, vallon du Crachet, au SW du col de Vars.
- 6 : Ophiure. Ensemble à dominante calcaire. Flysch à Helminthoïdes de la nappe du Parpaillon, massif du Ventebrun au SE de Barcelonnette.

PL. II. — FLYSCH SUBBRIANÇONNAIS ET COMPLEXE DE BASE DE LA NAPPE DU PARPAILLON.

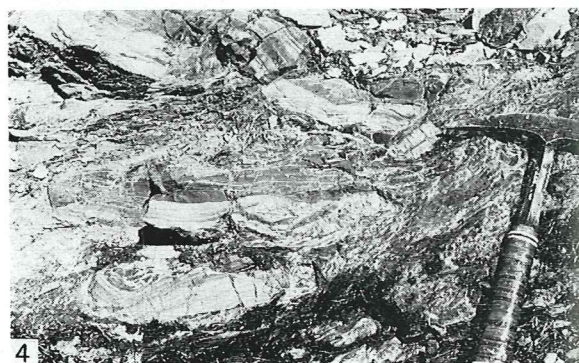
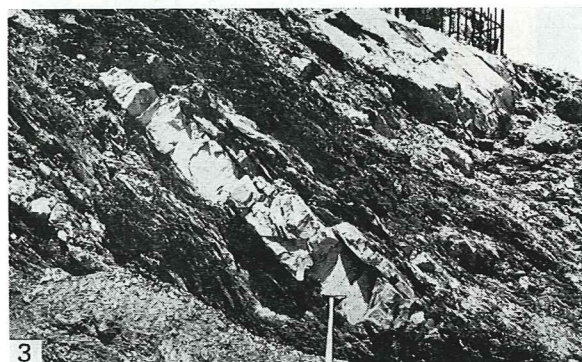
- 7 : *Palaeodyction*. Ensemble rythmique à pistes (Priabonien). Flysch subbriançonnais. Massif du Cheval de Bois à l'E du col d'Allos ($\times 1$).
- 8 : *Palaeodyction cf. meneghini* Fuchs. Ensemble rythmique à pistes (Priabonien). Flysch subbriançonnais. Combe-Césarède, près de St-Barthélemy de Laverq ($\times 1$).
- 9 : Piste trilobée de type *Palaeobullia*. Ensemble rythmique à pistes (Priabonien). Flysch subbriançonnais. Fenêtre du col d'Allos ($\times 1/4$).
- 10 : *Chondrites*. Complexe de base du Flysch à Helminthoïdes. Massif du Parpaillon ($\times 1$).
- 11 : Piste irrégulière du type *Cosmoraphe* (?). Même provenance que précédemment.



PL. III. — MICROFACIÈS.

- 1 : Grès microbréchique   *Ompbalocycles macroporus* Lamarck et *Navarella* sp. Maestrichtien du Pelat (LN \times 12) (Lm 938).
- 2 : Microbrèche   *Operculina heberti* Munier-Chalmas et *Discocyclina seunesi* Douvillé. Paléocène supérieur du Pelat (LN \times 12) (Lm 1069).
- 3 : Microbrèche   *Nummulites* cf. *chavannesi* de La Harpe dans une matrice de calcaire à Globigérines ; M  lob  si  e et gravelle de calcaire jurassique. Base de la série nummulitique des Trois-Ev  ch  s (Priabonien inférieur) dans le haut Lavercq (LN \times 12) (Lm 645).
- 4 : Microbrèche à petites Nummulites et Discocyclines. *Nummulites chavannesi* de La Harpe, *Sphaerogypsina globulus*

- Reuss*, Assil  ne. Priabonien remaniant le Lutétien. Base de la série nummulitique de Tête Ronde près du lac d'Allos (LN \times 12) (Lm 807).
- 5 : Calcarénite   Globigérines et *Globotruncana calciformis* de Lapparent. Flysch   Helminthoïdes de la nappe de l'Autapie ; bloc des Schistes à blocs autochtones sur les Gr  s d'Annot du haut Lavercq (LN \times 40) (Lm 643).
- 6 : Brèche polygénique   éléments cristallins (micaschiste) et ciment de calcarénite   *Globotruncana stuarti* de Lapparent. Fac  s des « Brèches du Colombier », Flysch   Helminthoïdes de la nappe de l'Autapie. Bloc des Schistes à blocs autochtones sur les Gr  s d'Annot du col de la Cayolle (versant nord du massif du Trou de l'Aigle) (LP \times 40) (Lm 923).



PL. IV. — FACIÈS DU FLYSCH DISSOCIÉ (nappe de l'Autapie).

- 1-2 : Région de la Foux d'Allos (haut Verdon). Faciès à tronçons de séquences ou ovoïdes gréseux (1) intermédiaire entre le flysch normal et le faciès « ultradissocié » mimant celui des Schistes à blocs (2), mais s'en différenciant par le caractère monogénique de la formation.
- 3 : Région de Restefonds (sous l'oratoire de Restefonds). Faciès à tronçons et à écailles. Au niveau du marteau : lame de calcaire blond de type calcaire à Helminthoïdes. Sous l'oratoire : lame de calcaires planctoniques.
- 4 : Région du haut Lavercq (chemin de Plan Bas au pas de Gemette - col de Sestrière). Slumpings affectant le Flysch à Helminthoïdes normal au contact du faciès dissocié.

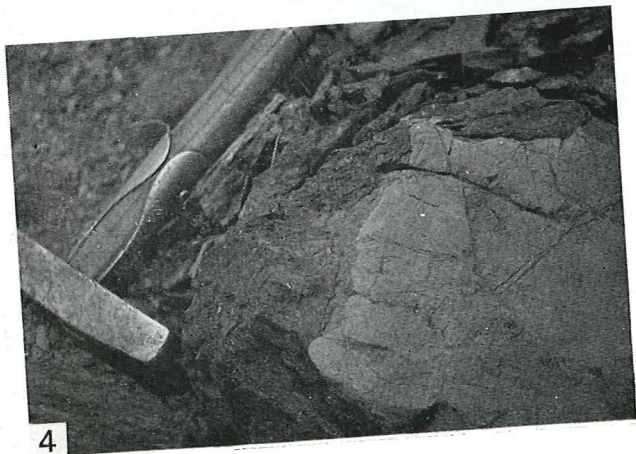
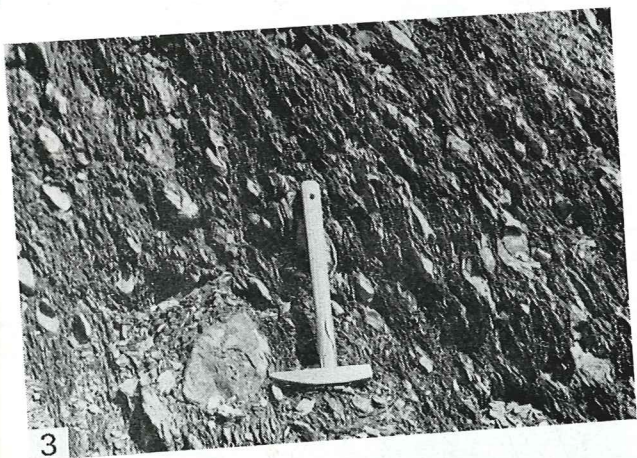
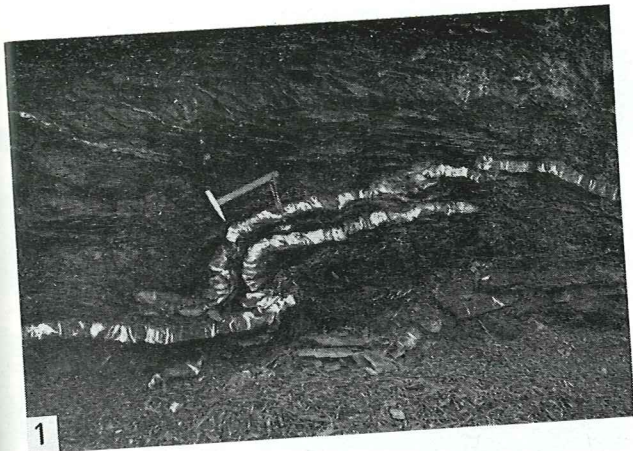


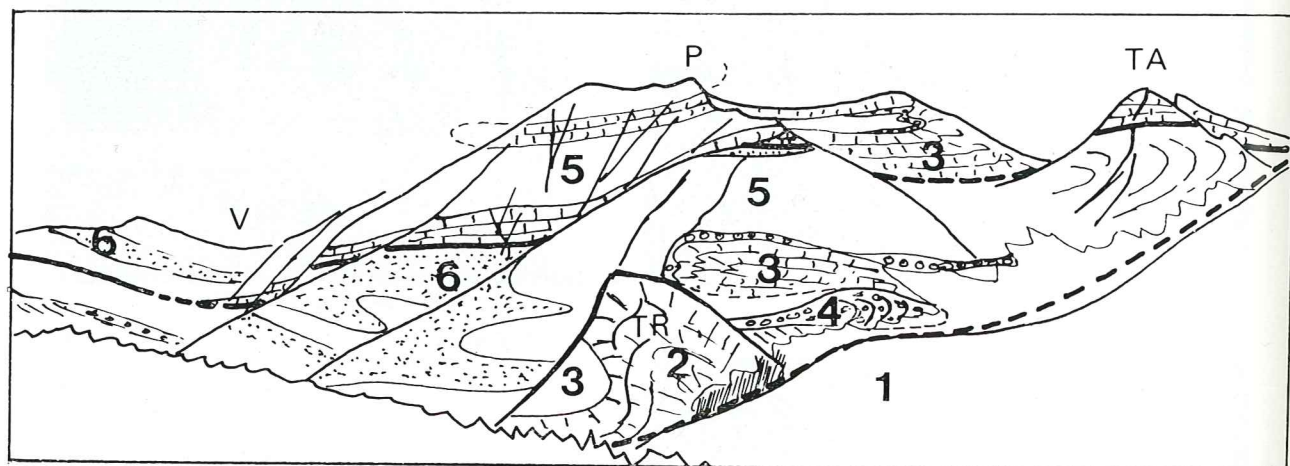
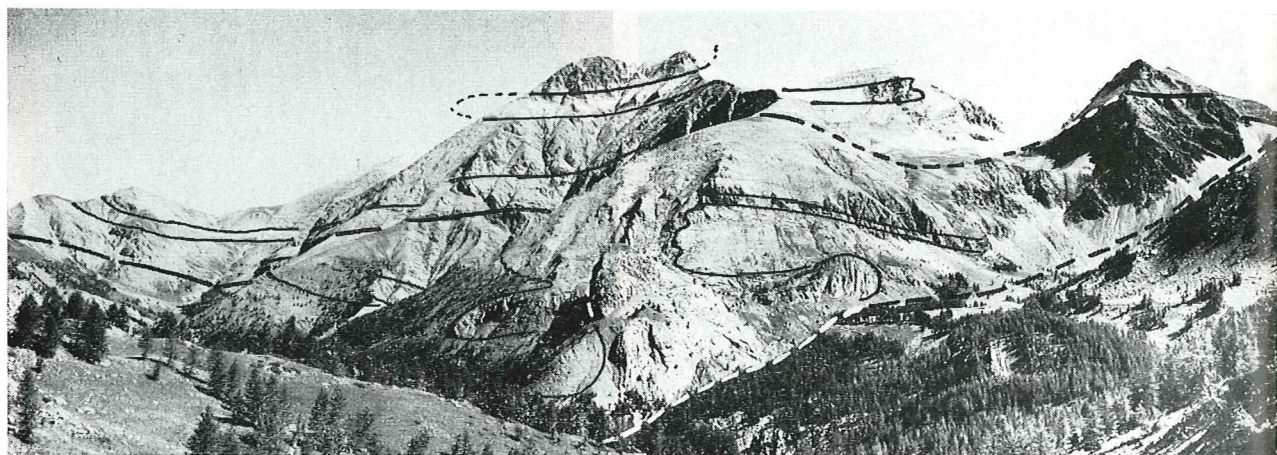
PLANCHE V.

1-2 : *Plis de la nappe du Parpaillon.*

- 1 : Schistes noirs du col de Vars (« Complexe de base ») ; route de St-Paul au col de Vars près du Melezen. Petit pli replissant un banc de silt manganésifère déjà cisailé et plissé ; deux schistosités et débit en crayon dans les pélites encaissantes.
- 2 : Pli hectométrique compétent-incompétent dans le Flysch à Helminthoïdes à dominante calcaire du massif de Siguret, entre Jausiers et Larche. Remarquer une séquence à terme calcaire très dilaté de couleur gris clair, suivie dans sa partie horizontale par une faille dépendant du faisceau de la Tinée ou du Parpaillon (cercles).

3-4 : *Schistes à blocs.*

- 3 : Route du col d'Allos (versant nord).
- 4 : Haut vallon de Gimette, au pied nord de la Grande Séolane, avec un bloc de calcaire à Helminthoïdes enchâssé dans sa matrice microbréchique pélitique.



PL. VI. — PANORAMA DE LA FACE MÉRIDIONALE DU MASSIF DU PELAT
vu du sentier du Laus au col de l'Encombrette, au niveau du verrou du lac d'Allos.

1, Flysch et grès de l'unité du lac d'Allos - le Laus ; 2, Mésozoïque du rocher de Tête Ronde (Jurassique moyen principalement) ; 3, Crétacé supérieur - Paléocène détritique ; 4, Conglomérat de base du Nummulitique ; 5, Ensemble rythmique à pistes ; 6, Flysch sombre terminal. — V, Vallonet ; TR, Rocher de Tête Ronde ; P, Pelat ; TA, Trou de l'Aigle.

On observe les deux contacts anormaux majeurs du massif :

- au pied du versant au long du vallon de Méouilles, chevauchement de la nappe du Pelat sur l'unité du lac d'Allos ;
- à mi-pente, chevauchement de la digitation du Vallonet sur celle de Tête Ronde — ce contact est peu apparent sur le sentier du Pelat en raison d'un fauchage léger du versant,

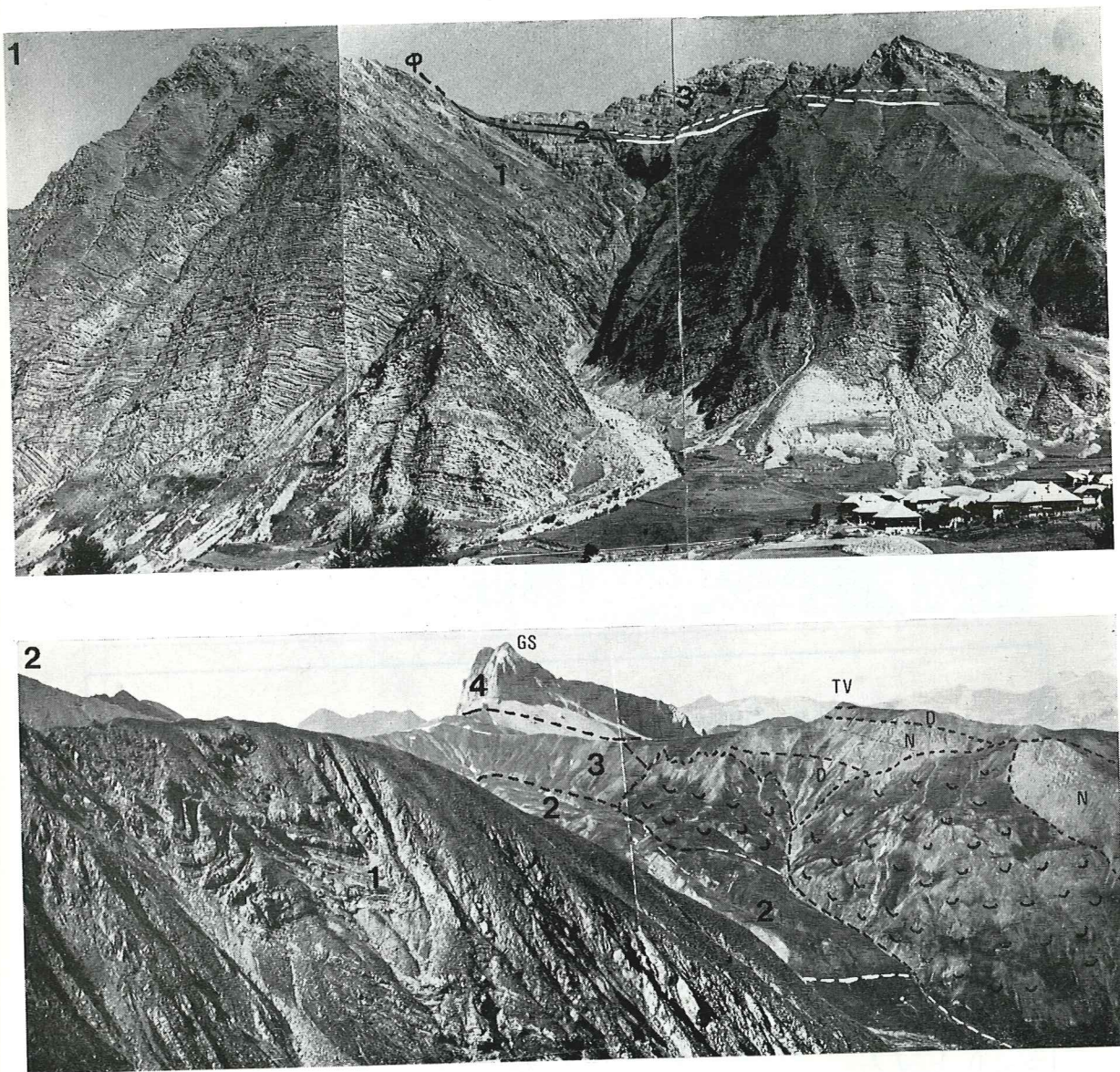


PLANCHE VII.

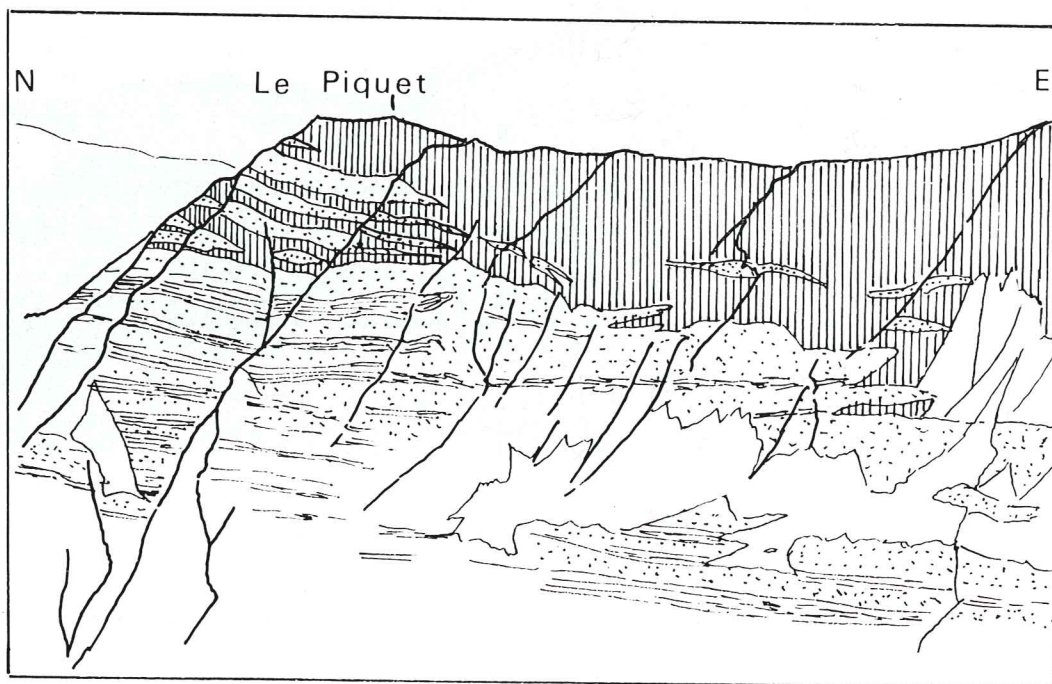
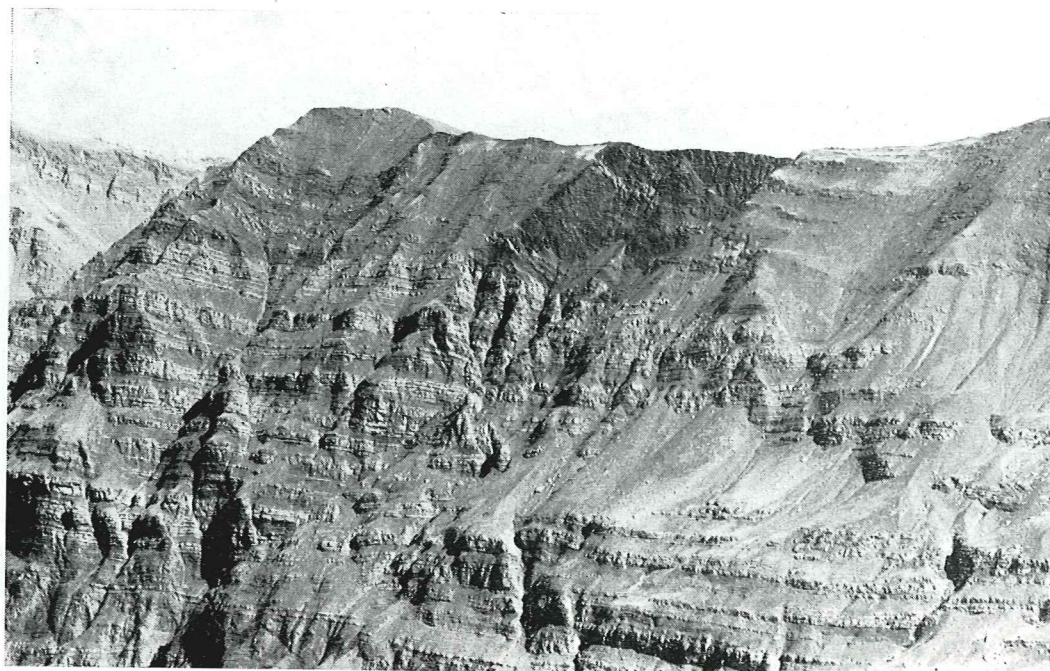
1 : *Le Flysch à Helminthoïdes de la nappe du Parpaillon dans la vallée de Crévoux à l'Est d'Embrun* (pentes méridionales du Pic de St-André, Massif du Parpaillon). Au premier plan, le hameau de La Chalp de Crévoux, vu de la route du Parpaillon.

1, Flysch à Helminthoïdes à dominante calcaire (unité de St-Clément - Meyronnes) ; 2-3, Complexe de base et Grès de l'Embrunais de la digitation chevauchante du Crévoux-Pic.

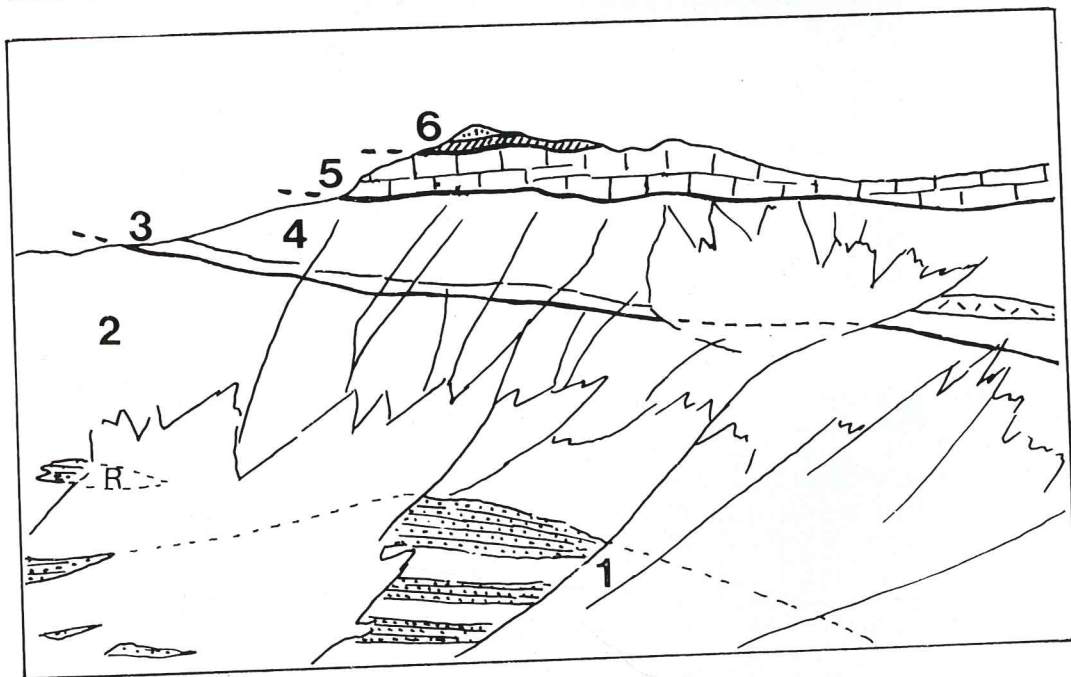
2 : *Le Flysch à Helminthoïdes de la nappe de l'Autapie dans la haute vallée du Verdon* (vue en direction du Nord depuis les pentes dominant la Foux d'Allos à l'Ouest).

1, Flysch à Helminthoïdes « normal » de la pseudo-couverture de l'unité subbriançonnaise des Trois-Evêchés (structure synclinale replissant un pli couché, prolongement septentrional de la structure de la fig. 70) ; 2, Ecailles subbriançonnaises des sources du Verdon, reposant anormalement sur (1) ; 3, Flysch « normal » (N) et « dissocié » (D) en alternances hectométriques dans les pentes de la Tête de Vescal (TV) (cf. fig. 69) ; 4, Klippe de la Grande Séolane (GS) formée d'une série subbriançonnaise complètement renversée : à la base, liséré sombre des Grès lutétiens ; masse calcaire principale : Jurassique supérieur zoogène.

Remarquer l'importance des terrains glissés sous la Tête de Vescal (le Flysch dissocié est un « terrain » éminemment favorable aux glissements de versant).



PL. VIII. — PASSAGE LATÉRAL DE LA PARTIE SOMMITALE DES GRÈS DU CHAMPSAUR
(Nummulitique autochtone)
AU « WILDFLYSCH » D'ORCIÈRES DANS LA RÉGION DE DOURMILLOUSE.
La crête du Piquet, entre Dourmillouse et la Tête de Vautisse (Embrunais septentrional),
vue du col des Terres Blanches en direction du NE.
Hachuré : couverture de schistes à blocs constituant ici le « wildflysch d'Orcières ».



PL. IX. — CONTACT DES NAPPES DE L'EMBRUNAIS-UBAYE SUR L'AUTOCHTONE
AU SE DE DOURMILLOUSE.

Face occidentale de la pointe des Uvernaux à l'Ouest de la Tête de Vautisse
vue vers le NE, du col des Terres Blanches.

1, Grès du Champsaur (Nummulitique autochtone); 2, Schistes à blocs (« Wildflysch d'Orcières »);
3, Cicatrice soulignée par du gypse et des écailles de matériel mésozoïque et nummulitique subbriançonnais;
4, Flysch schisto-gréseux priabonien subbriançonnais; 5, Ecaille basale de la nappe du Parpaillon (principalement
calcaires triasiques); 6, Klippe de la nappe du Parpaillon : liséré de « Complexe de base » et chapeau de
Grès de l'Embrunais. — R, Récurrence de Grès du Champsaur dans les Schistes à blocs.

PLANCHE X.

1 : *Le col d'Allos, la Fenêtre de Barcelonnette et les montagnes de l'Ubaye orientale et méridionale* (en direction du NE à la verticale de la vallée du haut Verdon dans la région de la Foux d'Allos).

1, *Autochtone* : fenêtre de Barcelonnette vers Jausiers (J) et terminaison occidentale de la demi-fenêtre de Fours dans la vallée du Bachelard ; 2, *Subbriançonnais* : nappe du Pelat (pli couché du Petit Cheval de Bois, pCB), fenêtre anticlinale du col d'Allos (CA) et écaillles renversées sous l'Autochtone au pied de la Méa (M) ; 3, *Nappe de l'Autapie* : Flysch à Helminthoïdes et Flysch dissocié ; 4, *Ecaillles basales de la nappe du Parpaillon* : unités de provenance subbriançonnaise (M, Méa ; L, Lan), unités de provenance briançonnaise (B-B, Breçs ; VB, Vente brun) ; 5, Flysch à Helminthoïdes de la nappe du Parpaillon, avec chevauchement de la Condamine à mi-pente du massif de Siguret en arrière de Jausiers.

A l'arrière plan : zone briançonnaise et Monte Viso.

2 : *Bordure orientale des nappes de l'Embrunais-Ubaye dans la région de Restefonds.*

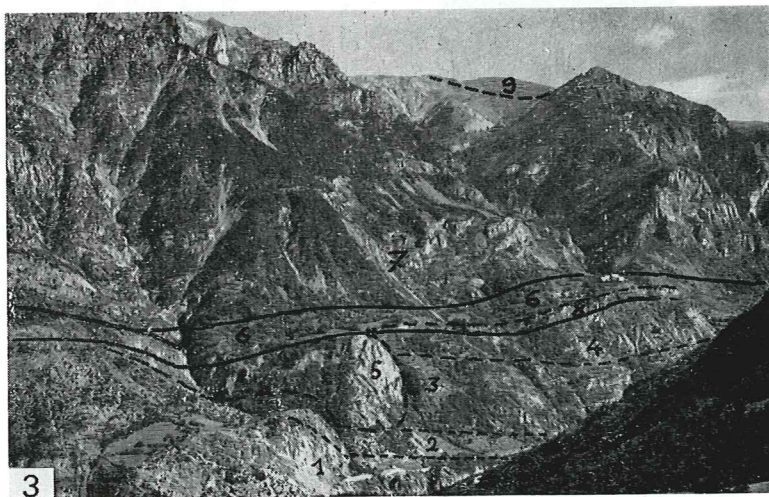
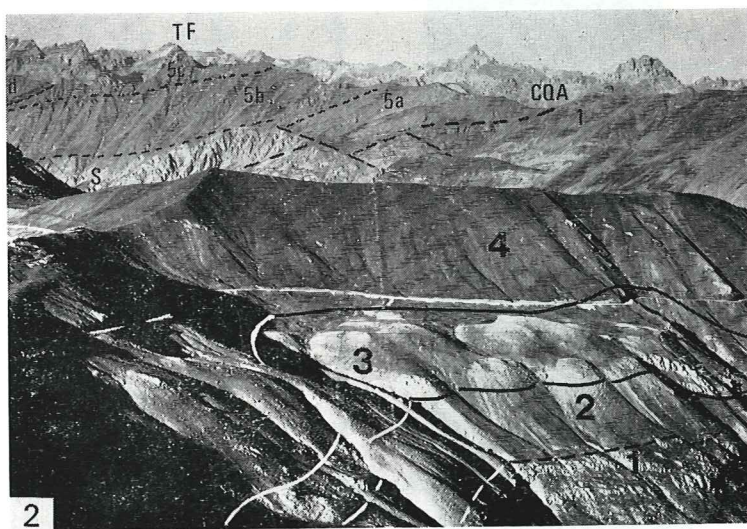
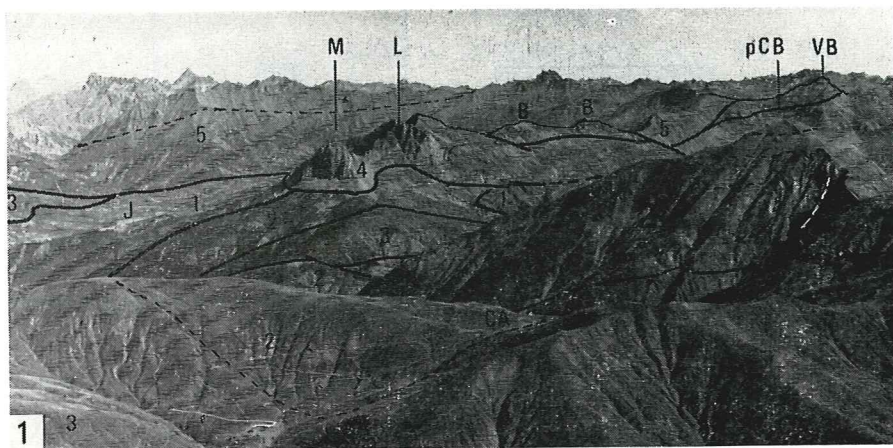
Premier plan : la route de la Bonette sur le versant de la Tinée. — 1, Grès d'Annot ; 2, Schistes à blocs autochtones ;

3, Ecaillles inférieures de Restefonds (Subbriançonnais) ; 4, Flysch « dissocié à écaillles » (nappe de l'Autapie).

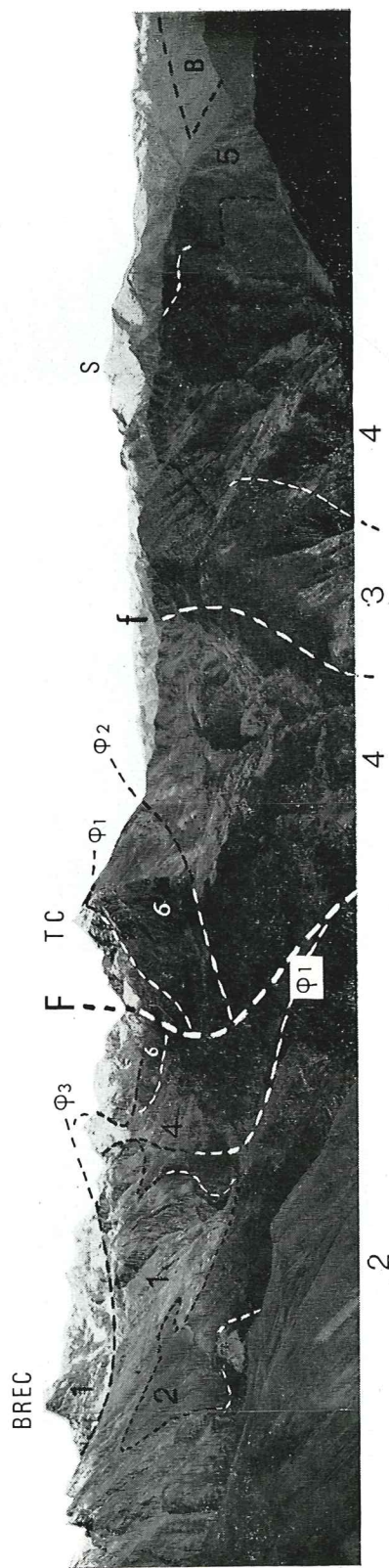
Deuxième plan : crête séparant la vallée des Sagnes (S) de la région de Larche, avec TF, Tête de Fer ; CQA, col du Quartier d'Août ; on y voit la nappe du Parpaillon, débitée en unités isoclinales (5a, 5b, 5c, 5d), reposer directement sur les Grès d'Annot au delà du faisceau de failles de la haute Tinée dont on aperçoit quelques cassures satellites.

3 : *Massif du Morgon et vallée de la basse Ubaye. La « Trappe à Ecaille » de l'Enduchet* (depuis la route de Serre-Ponçon au Lauzet).

Autochtone : 1, Crétacé supérieur et calcaire nummulitique ; 2, Marnes à Globigérines ; 3, Grès d'Annot ; 4, Schistes à blocs. — *Paraautochtone* : 5, Ecaille de Crétacé supérieur logée contre un paléorelief de Grès d'Annot et reposant par un conglomérat de base sur des Terres noires jurassiques masquées par la végétation (« Trappe à écaille ») ; 6, Lame de Terres noires jurassiques de Champcontier. — *Subbriançonnais* : 7, Massif du Morgon. — *Nappe de l'Autapie* : 8, Lame du Colombier (Flysch à Helminthoïdes). — *Nappe du Parpaillon* : 9, Klippe de la Tête de la Gypière.



PL. X.



Pl. XI. — LA MARGE INTERNE DE LA NAPPE DU PARPAILLON EN HAUTE UBAYE.

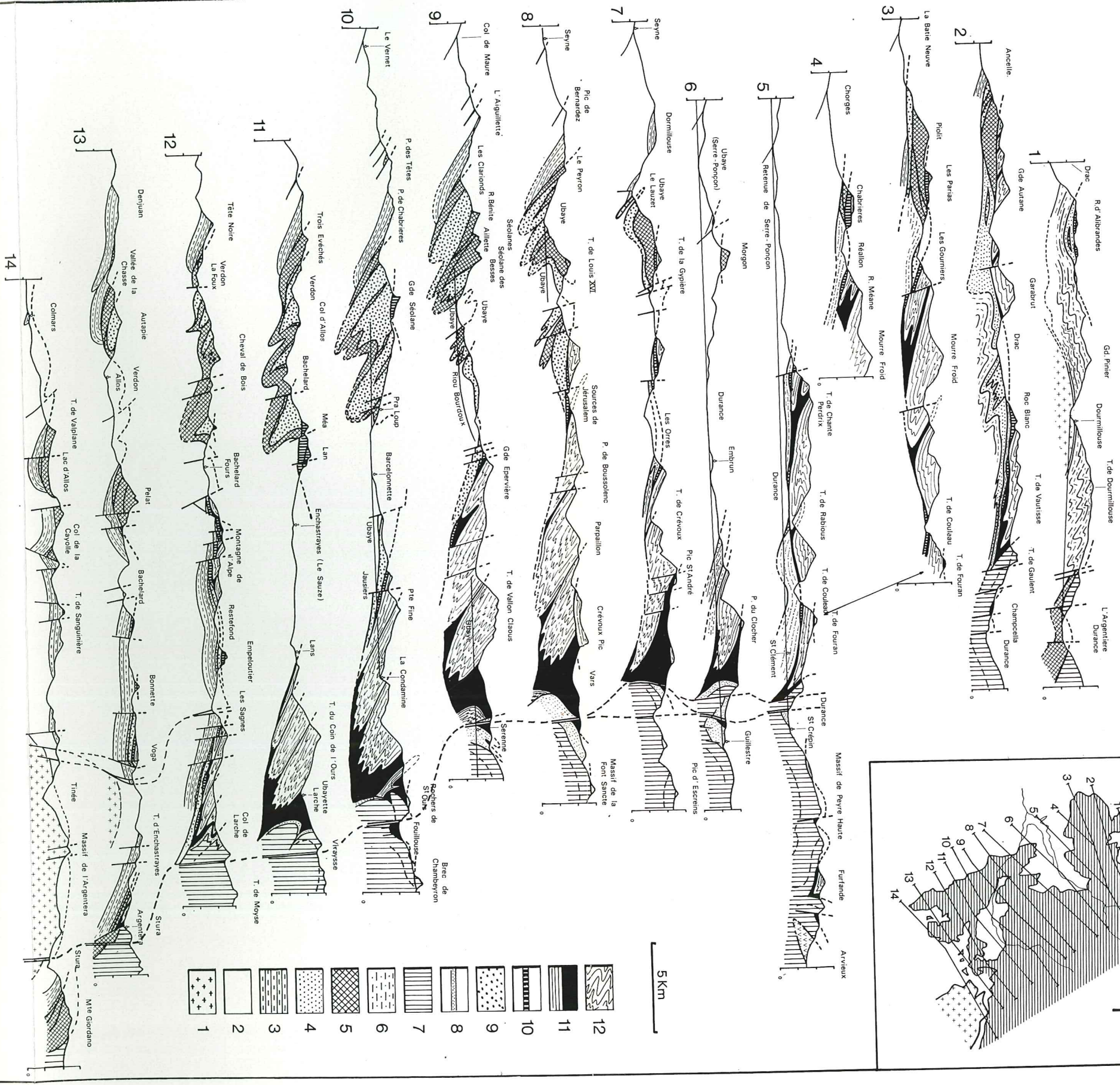
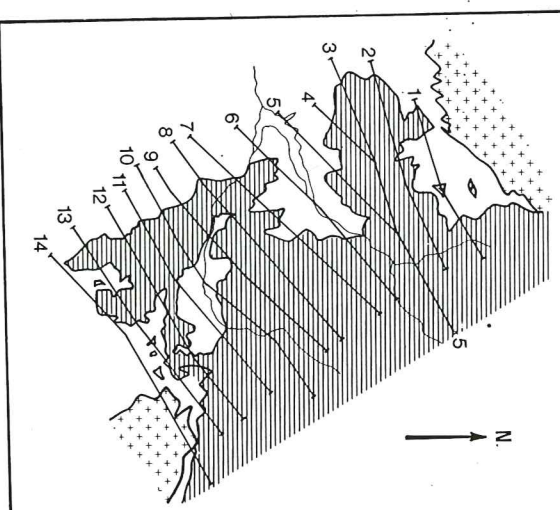
Panorama de la rive gauche de l'Ubaye entre le massif de Chambeyron et les gorges de l'Ubaye en aval de St-Paul. Vue vers le Sud-Est, depuis l'écaïlle supérieure d'ophiolites de Serenne.

1, Mésozoïque briançonnais (principalement calcaires triasiques); 2, « Flysch noir » briançonnais; 3, Nappe du Parpaillon, Schistes de Serenne; 4, Nappe du Parpaillon, Complexe de base (schistes noirs du col de Vars); 5, Nappe du Parpaillon, Flysch à Helminthoïdes (a dominante calcaire); 6, Nappe du Parpaillon, Grès de l'Embrunais des klippes du haut vallon de Fouillouse et de la Tête de la Courbe.

F, Faille de Serenne - Bersezio limitant le fossé de Fouillouse sur sa droite; f, Faille satellite; ϕ 1, Contact basal de la nappe du Parpaillon; ϕ 2, Contact basal de la digitation du Crévoux-Pic (N du Parpaillon); ϕ 3, Chevauchement tardif de la digitation briançonnaise du Brec de Chambeyron. — TC, Tête de la Courbe; S, Massif de Siguret au SW de Larche; B, Fenêtre de Barcelonnette dans la région de Jausiers.

On remarque :

- le renversement général de la série du Parpaillon dans le corps principal de la nappe à droite de la faille « f »;
- l'adossement de cette nappe au front de la zone briançonnaise, représentée ici par la nappe du Châtelet;
- le grand accident tardif du fossé de Fouillouse (décrochement de Serenne - Bersezio).



CROUPES GÉNÉRALES SCHEMATIQUES DE L'EMBRUNAIS-UBAYE

- Autochthone :**
- 1, Socle.
 - 2, Mésozoïque.
 - 3, Nummulitique.
 - 4, Olisthostromes.
- Subbriançonnais :**
- 5, Unités constituées de mésozoïque et de flysch.
 - 6, Flysch de St-Clement et de l'Embrunais septentrional.
- Briançonnais :**
- 7, Semelle « siliceuse » et couverture mésozoïque.
 - 8, Flysch de la bordure occidentale.
- Flysch à Helminthoïdes :**
- 9, Nappe de l'Autapie.
 - 10, Ecaillés basales de la nappe du Parpailon.
 - 11, Complexe schisteux basal de la nappe du Parpailon.
 - 12, Flysch à Helminthoïdes sensu lato de la nappe du Parpailon.